F 1329

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ GEOGRAFIE

(1980)
L 033461 Vol: 25

GEOLOGIE

Tomul 25
1980

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

ACADEMIA REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

CONSILIUL DE CONDUCERE

Redactor responsabil:

Academician DAN GIUŞCĂ

Redactor responsabil adjunct:

Academician NICOLAE PETRULIAN

Membri:

Academician MILTIADE FILIPESCU, academician GEORGE MURGEANU, prof. VIRGIL IANOVICI, membru corespondent al Academiei Republicii Socialiste România, prof. DAN RĂDULESCU, dr. DAN PATRULIUS, dr, IOSIF BERCIA, dr. TEOFIL GRIDAN

Secretar de redacţie:

Dr. N. ANASTASIU

COLEGIUL DE REDACŢIE

Acad. DAN GIUŞCĂ
Acad. NICOLAE PETRULIAN
Prof. VIRGIL IANOVICI
Dr. IOSIF BERCIA
Dr. TEOFIL GRIDAN
Dr. NICOLAE ANASTASIU

În ţară abonamentele se primesc la oficiile poştale, agenţiile poştale, factorii poştali şi difuzorii din întreprinderi şi instituţii.

Comenzile de abonamente din străinătate se primesc la ILEXIM Departament Export-Import, Presă, P.O. Box 136—137, telex 011226, Bucureşti, str. 13 Decembrie nr. 3, România, sau la reprezentanţii săi din străinătate.

Manuscrisele, cărţile şi revistele pentru schimb, precum şi orice corespondenţă se vor trimite pe adresa Colegiului de redacţie al revistei „Studii şi cercetări de geologie, geofizică, geografie—Geologie"

Toute commande de l'étranger sera adressee à ILEXIM Departement d'Exportation Importation Presse, Boîte postale 136—137, télex 011226, Bucureşti, str. 13 Decembrie 3, Roumanie, ou à ses representants a l'étranger,

En Roumanie, vous vourrez vous abonner par les bureaux de poste ou chez votre facteur.

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE GEOFIZICĂ, GEOGRAFIE—GEOLOGIE
Calea Victoriei nr. 125, R—79717
Bucureşti 22, sectorul 1
tel, 50 76 80

EDITURA ACADEMIEI
REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA
Calea Victoriei 125, R — 79717
Bucureşti 22, sectorul 1
tel. 50 76 80

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE
GEOFIZICĂ
GEOGRAFIE

GEOLOGIE

Tomul 25 1980

SUMAR

STUDII

C. LAZĂR, I. BERBELEAC, A. ŞTEFAN, Mineralizaţii stratiforme metamorfozate în seriile de Biharia şi Muncel din Munţii Bihor 3

TEOFIL GRIDAN, Contribuţii la conoaşterea geologiei Semenicului de nord-est 19

VASILE MANILICI, AURELIA DUMITRESCU, Temperatura de formare a barităţilor din România 31

VERA CIOROIANU, NICOLAE POP, Contribuţii la cunoaşterea zeoliţilor şi epidotului hidrotermal din partea de nord-vest a Munţilor Ţibleş (jud. Maramureş) 41

V. MACOVEI, V. POMÂRLEANU, Studiul spectrelor infraroşii ale apatitelor din România 51

VENERA CODARCEA, Entropia sistemelor de minerale grele din loessurile şi depozitele loessoide din Dobrogea şi Cîmpia Română 55

D. T. CIUPAGEA, Scurtă privire asupra domurilor gazeifere din Depresiunea Transilvaniei 63

D. PARASCHIV, Observaţii asupra unor zăcăminte de gaze mixte din partea de est a Depresiunii Transilvaniei 83

GERTRUDE RADO, NICOLAE ŢICLEANU, MUŞAT GHEORGHIAN, ANTON POPESCU, Date noi privind litobiostratigrafia depozitelor miocenului şi pliocenului din regiunea Comăneşti—Lueta—Mărtiniş (jud. Harghita) 95

VICTOR MOISESCU, Consideraţii asupra unităţilor litostratigrafice ale terţiarului din Bazinul Petroşani (I) 109

RĂZVAN GIVULESCU, Cîteva observaţii geologice în perimetrul comunei Chiuzbaia (Maramureş) 119

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 25, P. 1—192, BUCUREŞTI, 1980

I. PREDA, VICTORIA TODIRIȚĂ, S. PAULIUC, Cretacicul superior de la Glodu 131
I. KALMÁR, Oolitele de la Coada Malului — petrografie, geneză și evoluție stadială 151
IOAN PAPAIANOPOL, Semnificația biostratigrafică a taxonilor subgenului *Tauricardium* din Bazinul Dacic 165
MARIA ȘURARU, S. STRUSIEVICI, K. LÁSZLÓ, Resturile unor dinți de teleostei în eocenul de la Cluj-Napoca 177
ANDREI GURĂU, DIETER HANNICH, Proiectarea și prelucrarea statistică automată a datelor microtectonice la calculatorul electronic 183

MINERALIZAŢII STRATIFORME METAMORFOZATE ÎN SERIILE DE BIHARIA ŞI MUNCEL DIN MUNŢII BIHOR*

DE

C. LAZĂR, I. BERBELEAC, A. ŞTEFAN

Cercetările detaliate întreprinse în ultimul timp au condus la o mai bună cunoaştere a structurii geologice a Munţilor Bihor.

Programul amplu de lucrări geologice, la a cărui realizare au participat deopotrivă instituţii de profil centrale şi teritoriale, a urmărit lărgirea continuă a bazei de materii prime şi îndeosebi identificarea, conturarea şi explorarea mineralizaţiilor afiliate magmatitelor banatitice din Munţii Bihor. În acelaşi timp, s-au acumulat o serie de date care atestă prezenţa, în afara mineralizaţiilor banatitice, şi a unor mineralizaţii metamorfozate. Lucrarea de faţă prezintă o primă încercare de sistematizare a datelor referitoare la cele din urmă.

Datele anterioare (C. Ionescu 1962, 1971; I. Berbeleac, Olga Ionescu, 1965[1]; I. Berbeleac, 1967[2]; I. Berbeleac, Tr. Gubandru, 1970[3]; I. Berbeleac şi colab., 1977[4]; C. Lazăr, I. Întorsureanu, 1974[5], Lazăr şi colab., 1976[6], 1977[7], 1978[8]; Bleahu şi colab., 1975[9]) au evidenţiat, în seriile cristaline de Biharia şi Muncel din Munţii Bihor, prezenţa unor acumulări stratiforme metamorfozate de oxizi, sulfuri şi baritină (pl. I). Semnalarea în această unitate a acumulărilor menţionate acoperă un gol, adesea resimţit, în încercările de corelare a mineralizaţiilor asociate formaţiunilor cristaline din Carpaţii româneşti.

---

* Comunicare prezentată la Simpozionul geologic, Deva, 5—7 iulie 1977.

[1] I. Berbeleac, Olga Ionescu (1965), Raport geologic, arhiva IGPSMS.

[2] I. Berbeleac (1967), Raport geologic, arhiva IGPSMS.

[3] I. Berbeleac, Tr. Gubandru (1970), Raport geologic, arhiva IGPSMS.

[4] I. Berbeleac, A. Ştefan, Ş. Vlad, C. Lazăr, M. Albaiu (1977), Raport geologic, arhiva IGG.

[5] C. Lazăr, I. Întorsureanu (1974) Raport geologic, arhiva IGG.

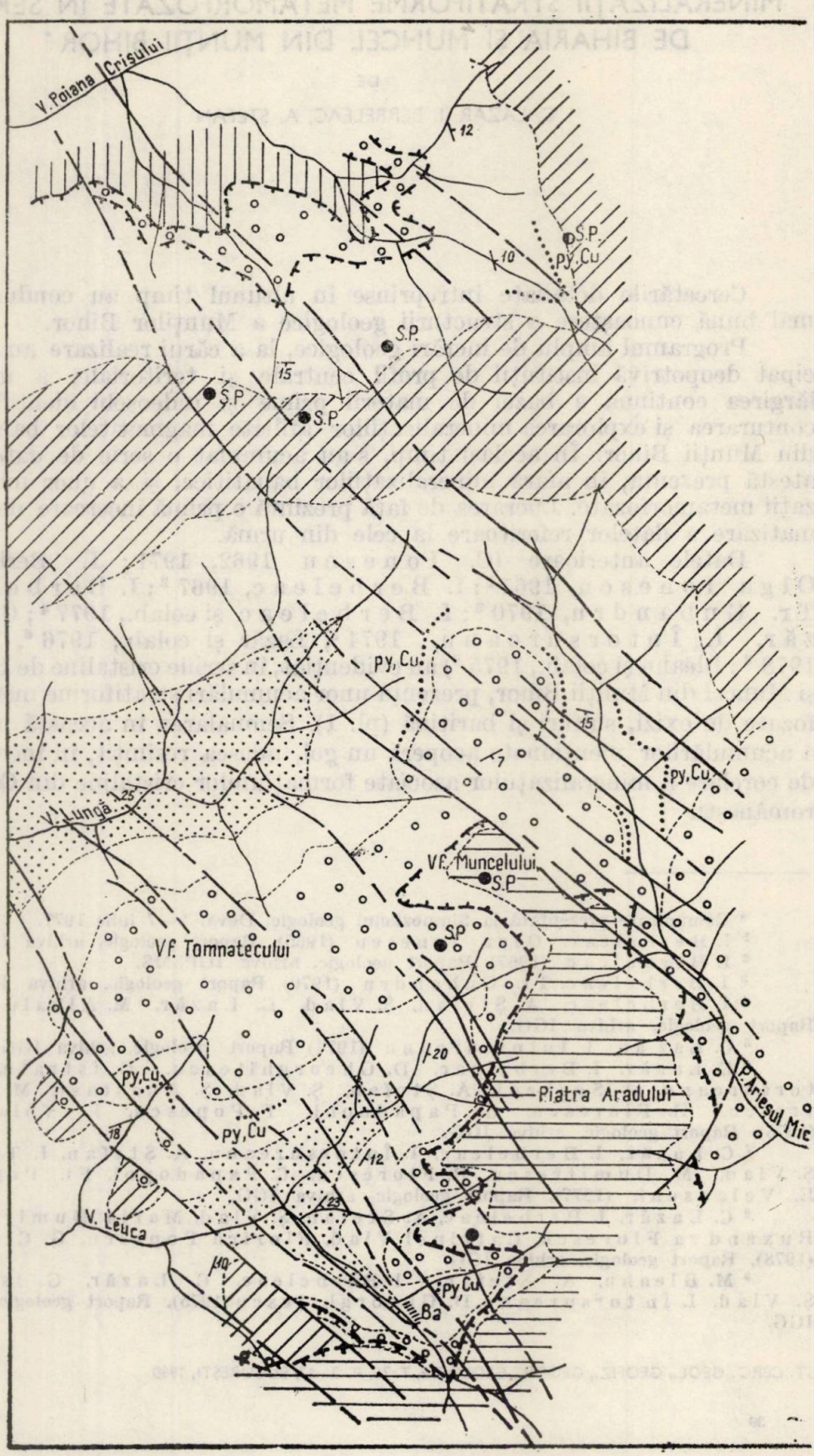
[6] C. Lazăr, I. Berbeleac, D. Gheorghiţescu, G. Istrate, I. Întorsureanu, A. Seghedi, A. Ştefan, Ş. Vlad, Ş. Anastase, M. Dumitrescu, R. Florescu, C. Papadopol, F. Popescu, E. Volanschi (1976), Raport geologic, arhiva IGG.

[7] C. Lazăr, I. Berbeleac, I. Întorsureanu, A. Ştefan, I. Tiepac, Ş. Vlad, M. Dumitrescu, R. Florescu, C. Papadopol, Fl. Popescu, E. Volanschi, (1977), Raport geologic, arhiva IGG.

[8] C. Lazăr, I. Berbeleac, A. Ştefan, Ş. Vlad, Maria Dumitrescu, Ruxandra Florescu, Catrinel Vlad, Florica Popescu, G. Cioflica (1978), Raport geologic, arhiva IGG.

[9] M. Bleahu, A. Ştefan, I. Berbeleac, C. Lazăr, G. Istrate, Ş. Vlad, I. Întorsureanu, D. Gheorghiţescu (1975), Raport geologic, arhiva IGG.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 25, P. 3—17, BUCUREŞTI, 1980


V. Poiana Crișului
S.P.
Py, Cu
S.P.
S.P.
S.P.
Py, Cu
Py, Cu
V. Lunga
Vf. Muncelului
S.P.
S.P
Vf. Tomnatecului
Piatra Aradului
P. Ariesul Mic
Py, Cu
Py, Cu
V. Leuca
Py, Cu
Ba

I. BERBELEAC, A. ȘTEFAN, C. LAZĂR

HARTA GEOLOGICĂ A PĂRȚII CENTRALE DIN MUNȚII BIHOR

0 0,750 1,5 km

LEGENDA

PERMIAN — Argilite, gresii și conglomerate

SERIA DE PĂIUȘENI

DEVONIAN – CARBONIFER — Sernifite si filite

SERIA DE MUNCEL

Filite și roci porfiroide

SERIA DE BIHARIA

PRECAMBRIAN-CAMBRIAN — Complex superior (șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit etc.)

Complex median (șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, calcare etc.)

Complex inferior (șisturi cuarț-albitice etc)

Falii

30 Direcție și înclinare de strat.

...py,Cu Mineralizații singenetice de pirită și calcopirită

S.P Mineralizații singenetice de sulfuri polimetalice
a. suprafață
b. subteran

Ba Mineralizații singenetice de baritină

CADRUL GEOLOGIC

Formațiunile cristaline din Munții Bihor au fost divizate în trei serii epimetamorfice : seria de Biharia, seria de Muncel și seria de Păiușeni (D. Giușcă și colab., 1967), enumerate în ordinea succesiunii stratigrafice.

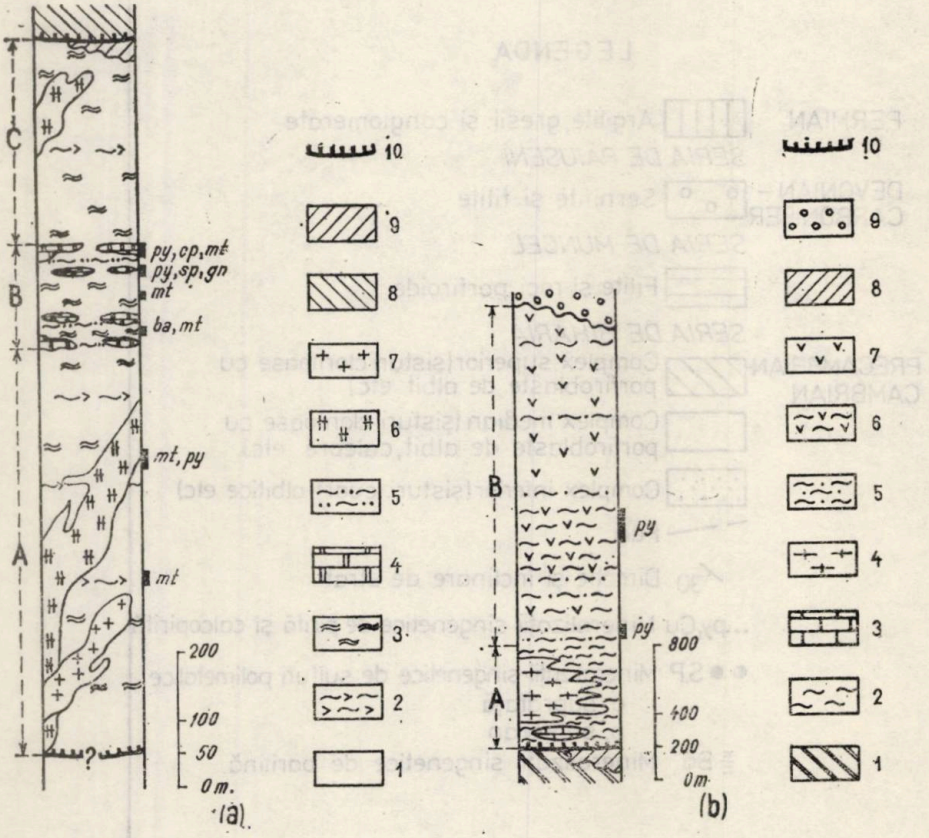


Fig. 1. — Coloanele litostratigrafice ale seriilor de Biharia (*a*) și Muncel (*b*) (*a*) : *A*, complexul inferior ; *B*, complexul median ; *C*, complexul superior, *1*, șisturi cuarț-albitice ; *2*, șisturi cloritoase albit-epidot-actinolitice ; *3*, șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit ; *4*, calcare dolomitice ; *5*, șisturi carbonatice cloritoase-cuarțitice ; *6*, metaroci bazice ; *7*, metaroci acide ; *8*, seria de Muncel ; *9*, seria de Păiușeni ; *10*, pînză. (*b*) : *A*, complexul inferior ; *B*, complexul superior. *1*, Seria de Biharia ; *2*, șisturi sericitoase-cuarțitice ; *3*, calcare ; *4*, metaroci acide ; *5*, șisturi grafitoase, șisturi grafitoase-sericitoase și cuarțite grafitoase ; *6*, șisturi sericitoase cuarțo-feldspatice ; *7*, roci porfiroide ; *8*, seria de Păiușeni ; *9*, cretacic ; *10*, pînză. Simboluri : *ba* — baritină ; *cp* — calcopirită ; *gn* — galenă ; *mt* — magnetit ; *py* — pirită ; *sp* — blendă.

Seria de Biharia este constituită din roci provenite prin metamorfozarea unei formațiuni ofiolitice spilitkeratofirice, în care aportul de material terigen este subordonat. Studiile de teren și laborator au condus la separarea a trei complexe în cadrul acestei serii (fig. 1.).

Complexul inferior (*A*), cu o grosime de circa 600 m, este alcătuit din șisturi cuarț-albitice, cu intercalații reduse de șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, șisturi cloritoase albit-epidot-actinolitice, șisturi amfibolice și amfibolite.

Complexul median *(B)*, de circa 120 — 150 m grosime, este caracterizat prin prezența unor intercalații lentiliforme de calcare dolomitice în șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, la care se adaugă și alternanțe de șisturi carbonatice clorito-cuarțitice.

Complexul superior *(C)* are o grosime de circa 300 m. Fondul principal al acestuia este reprezentat prin șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, în care sînt intercalate șisturi muscovitice cu porfiroblaste de albit și șisturi epidot-actinolitice.

În formațiunile seriei de Biharia au fost conturate corpuri de metaroci bazice și acide rezultate prin metamorfozarea unor intruziuni de gabbrodiorite și granite.

Seria de Muncel include formațiuni cristaline rezultate prin metamorfozarea unui complex vulcano-sedimentar, în care materialul detritic este asociat cu produsele unui vulcanism acid.

Datele noastre au permis separarea formațiunilor seriei de Muncel în două complexe (fig. 1).

Complexul inferior *(A)*, de circa 500 m grosime, marcat uneori de prezența în bază a unui pachet subțire de șisturi sericitoase-cuarțoase cu lentile de calcare, cuprinde epigranite (D. Giușcă, 1937; C. Ionescu, 1962; 1971) asociate cu porfiroide și șisturi sericitoase.

Complexul superior *(B)*, bine dezvoltat în regiunea Brusturi, unde are grosimea de circa 2 000 m, este alcătuit din filite grafitoase în alternanță cu cuarțite grafitoase, șisturi sericito-cuarțitice și șisturi sericitoase cuarțo-feldspatice. În partea superioară a complexului se intercalează roci porfiroide.

Separarea complexelor și aprecierea grosimilor, în cadrul celor două serii, este îngreunată, atît de relațiile de transgresiune și/sau tectonice între cele două serii, cît și de raporturile acestora cu seria de Păiușeni și depozitele cretacice.

Formațiunile seriei de Biharia sînt precambrian superior-terminal, în timp ce seria de Muncel este considerată cambriană (Adina Visarion, R. Dimitrescu, 1971).

În ceea ce privește condițiile de metamorfism, formațiunile cristaline din Munții Bihor au fost metamorfozate în faciesul șisturilor verzi (în accepțiunea lui H. G. F. Winkler, 1967); gradul de metamorfism scade de la seria de Biharia către seria de Păiușeni.

În regiune, formațiunile cristaline alcătuiesc un sinclinoriu orientat NNE—SSW, afectat de tectonica alpină (pl. I). Pe fracturile laramice au fost puse în loc corpuri de roci banatitice, cărora uneori li se asociază mineralizații epigenetice, îndeosebi de sulfuri și oxizi (D. Giușcă și colab., 1976).

DESCRIEREA MINERALIZAŢIILOR

Mineralizaţiile din seria de Biharia. Mineralizaţiile metamorfozate identificate în această serie sînt localizate în special în complexul inferior şi cel median (fig. 1). Genetic aceste mineralizaţii reprezintă acumulări primare vulcano-sedimentare şi lichid-magmatice, ultimele fiind asociate corpurilor intrusive de metaroci bazice.

După natura componenţilor minerali principali se disting: mineralizaţii de oxizi, de sulfuri şi de baritină.

Mineralizaţii cu oxizi de fier şi titan se găsesc în şisturi albitice, în ortoamfibolite şi metagabbrouri.

În mai multe nivele de şisturi albit-epidot-actinolitice, şisturi albit-clorit-actinolitice, şisturi cu albit, actinot, epidot şi clorit şi unele şisturi cuarţ-albitice, din cadrul complexului inferior şi, mai rar, din cel median, apar concentraţii de titanomagnetit, al cărui conţinut în rocă variază între 2% şi 15%. Aceste nivele au în general grosimi reduse (1—3 m), mai rar ating 10—15 m, putînd fi urmărite direcţional pe mai multe zeci sau sute de metri.

Asemenea mineralizaţii au fost identificate în Valea Vacii, dealul Tomnatecului, pîrîul Ciungilor, în bazinul Rîului Mare (pîrîul Divaia, pîrîul Runcului), în Rîul Mic, pe pîrîul Glugii şi în galeria Luncşoara.

Rocile cu magnetit au o textură diseminată sau, mai rar, una fin rubanată. În ultimul caz, granulele de minerale opace se concentrează în nivele cu grosimi milimetrice sau formează lentile aplatizate cu grosimi ceva mai mari, putînd fi remarcate cu ochiul liber.

Examenul microscopic evidenţiază faptul că titanomagnetitul apare, în mod frecvent, sub formă de idioblaste dispuse orientat în masa rocii, cristalele octaedrice avînd adesea un A_4 cuprins în planul de şistozitate (pl. II, fig. 1). Natura singenetică, respectiv sinmetamorfică a acestor mineralizaţii de fier este sprijinită de asemenea de faptul că granoblastele de magnetit titanifer sînt mulate de prismele de actinot şi epidot, precum şi de absenţa depunerilor de minerale metalice în lungul fisurilor ce străbat roca. Cel mai adesea granulele de magnetit au dimensiuni sub 1 mm, ele fiind de obicei cuprinse în intervalul 0,3—0,03 mm.

Titanomagnetitul se prezintă, în mod constant, transformat parţial în hematit şi maghemit, proces însoţit de eliberarea titanului, care apare recristalizat, adesea sub formă de sfen.

O probă informativă de şist albit-epidot-actinolitic cu titanomagnetit din galeria Luncşoara a relevat următoarele conţinuturi: 12,84% Fe, 1,2% Ti şi 0,12% V (C. Lazăr, I. Întorsureanu, 1974)[10].

Acumulări de origine lichid-magmatică de magnetit şi ilmenit se găsesc în metagabbrourile din bazinele văilor Leuca şi Dolea: în vîrful Cetăţuii, vîrful Chiceruţei etc., precum şi în ortoamfibolitele din pîrîul Arsului şi valea Bucegiţa.

Aceste mineralizaţii apar sub formă de lentile cu lungimi ce nu depăşesc, de obicei, 100 m şi grosimi de pînă la 1 m. Mineralizaţia se găseşte diseminată sau concentrată în benzi cu grosimi reduse (pînă la

[10] C. Lazăr, I. Întorsureanu (1974), *op. cit.*

10 — 15 cm). Magnetitul predomină asupra ilmenitului, care, uneori marginal a trecut în rutil (C. I o n e s c u, 1971). O probă de metagabbrou de pe vîrful Chiceruței a dat un conținut de 15,10% Fe (I o n e s c u, 1962).

Mineralizația de magnetit de la izvorul Arieșului Mic, de natură epigenetică, a fost considerată anterior ca fiind asociată genetic unor ultrabazite metamorfozate (D. G i u ș c ă, 1960)[11].

În cadrul mineralizațiilor cu sulfuri se disting două tipuri paragenetice: piritos și polimetalic. În cantități cu totul subordonate apar uneori și oxizi de fier. Au fost întîlnite următoarele asociații: pirită; pirită, calcopirită ± magnetit; blendă, galenă, calcopirită, pirită ± magnetit, hematit.

M i n e r a l i z a ț i i l e cu p i r i t ă sînt prezente în unele șisturi cuarț-albitice din complexul inferior sau în șisturile cloritoase cu porfiroblaste de albit ale celorlalte două complexe.

Pirita idioblastică apare, de obicei, în cristale izolate, orientate, avînd distribuție neuniformă în masa șisturilor. În unele cazuri, ca de exemplu în ivirile din galeria Șipot — transversala SE, galeria XXI bis — Brusturi etc. pirita apare și sub forma unor agregate granoblastice.

În amfibolitele din complexul inferior, întîlnite în galeria Luncșoara, apar mineralizații de pirită ± magnetit. Pirita idioblastică, larg cristalizată (0,1 — 20 mm), uneori spartă și recristalizată, formează adesea acumulări locale, în timp ce rarele granule de titanomagnetit apar diseminate în masa rocii.

M i n e r a l i z a ț i i l e d e p i r i t ă, c a l c o p i r i t ă ± m a g n e t i t, larg răspîndite în formațiunile seriei de Biharia, sînt asociate îndeosebi nivelului carbonatic superior din complexul median (fig. 1, pl. I). Ele apar în șisturile cloritoase carbonatice din baza nivelului carbonatic la izvoarele Arieșului Mic, zona pîrîul Șipot — dealul Tomnateculuí, Rîul Mare etc.

Mineralizațiile de pirită cupriferă apar fie sub formă de diseminări în masa șisturilor, fie în concentrări locale, sub forma unor lentile-strat cu grosimi și lungimi variabile (centimetrice pînă la metrice, respectiv metrice pînă la sute de metri). Se constată o reducere treptată a grosimii de la nord spres sud. Astfel, în zona izvoarelor Arieșului Mic lentilele-strat ating grosimi de 7—10 m, ajungînd ca în bazinul Rîului Mare ele să măsoare doar cîțiva centimetri. Deși apar cu un caracter discontinuu, direcțional, totuși aceste mineralizații prezintă un riguros control stratigrafic, caracteristic acumulărilor singenetice.

În masa minereului se remarcă, atît macro-, cît și microscopic, caracterul concordant al mineralizației cu rocile purtătoare.

Cel mai frecvent întîlnite sînt texturile orientate: paralele și/sau rubanate. Mai rar apar texturi breccioase. Structura minereului piritos este fin sau mediu granulară; pirita, mai rar calcopirita sînt asociate cu cuarț, clorit, carbonați etc.

M i n e r a l i z a ț i i l e p o l i m e t a l i c e sînt situate în același complex al seriei de Biharia, ca și mineralizațiile piritoase dar, spre deosebire de acestea, ele sînt asociate nivelului carbonatic median.

---

[11] În prezent autorul a revenit și împărtășește punctul de vedere enunțat în lucrare (comunicare verbală).

Sulfurile comune apar fie diseminate în masa rocilor tufogene sau/şi pelitice (şisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit, şisturi cloritoase carbonatice etc.), fie concentrate în benzi, adesea compacte, a căror grosime atinge cîţiva centimetri, dispuse în alternanţă cu material steril. Prin reducerea grosimii acestuia din urmă şi prin repetarea frecventă a benzilor de minereu se ajunge la individualizarea unor lentile-strat, a căror grosime măsoară uneori cîţiva metri. Pe direcţie şi înclinare lentilele-strat apar adesea deplasate în lungul unor linii de fractură; totuşi, continuitatea mineralizaţiei stratiforme poate fi urmărită pe mai multe sute de metri.

Subliniem caracterul discontinuu al acestor mineralizaţii, lentilele-strat fiind semnalate în bazinul văii Poiana Crişului, în dealul Tomnateculuí, vîrful Muncel, pîrîul Şipot şi Valea Vacii.

În zona pîrîului Şipot lucrările miniere executate au permis identificarea unui număr variabil de nivele mineralizate : între 4 şi 8 [12], situate într-un interval de circa 20 — 30 m, corespunzător nivelului carbonatic median. Lentilele-strat, cu înclinări slabe, sînt adesea secţionate şi deplasate de numeroase fracturi orientate NV — SE şi NE — SV, care pot avea fie o umplutură breccioasă nemineralizată (fig. 2 a, b), fie roci

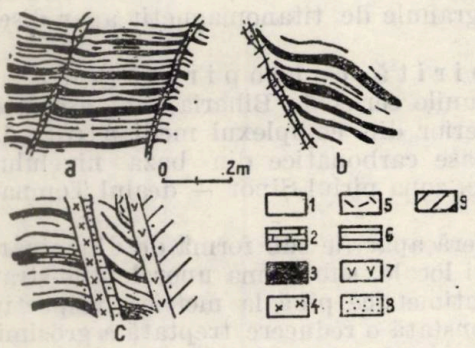


Fig. 2. — Relaţii între mineralizaţiile stratiforme polimetalice şi fracturile alpine, în zona pîrîului Şipot. *1*, Şisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit; *2*, calcare dolomitice; *3*, mineralizaţie polimetalică singenetică; *4*, lamprofir; *5*, brecie; *6*, carbonaţi; *7*, cuarţ; *8*, impregnaţii de pirită; *9*, argilizări.

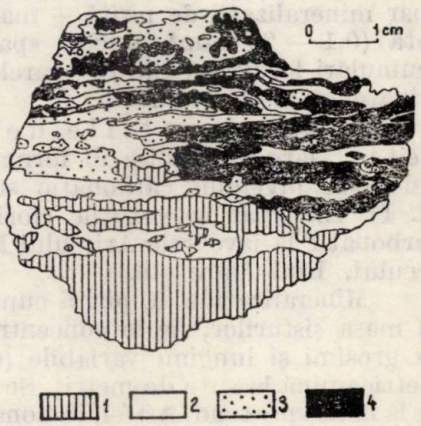
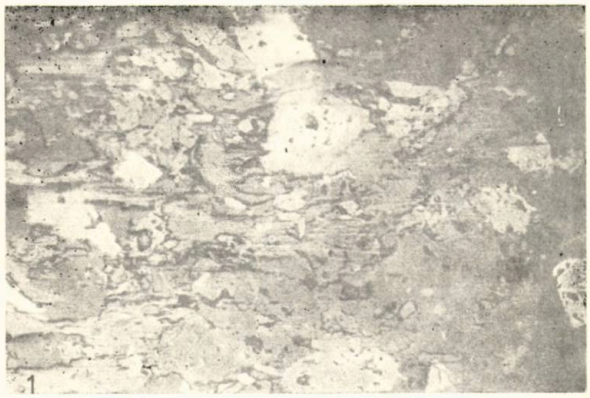


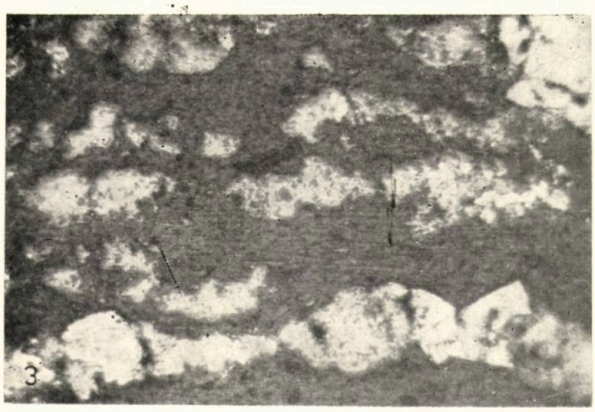
Fig. 3. — Detalii texturale ale mineralizaţiei polimetalice din zona pîrîului Şipot. *1*, Material granoblastic (cuarţ, carbonaţi etc.); *2*, material lepidoblastic (clorite, sericit etc.); *3*, calcopirită şi pirită; *4*, blendă şi galenă.

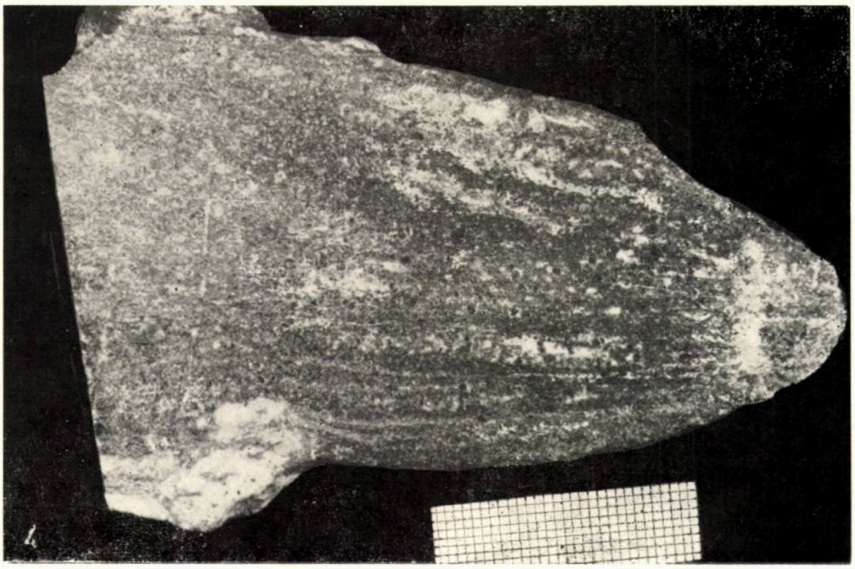
filoniene banatitice (fig. 2 c) sau mineralizaţii polimetalice în gangă de carbonaţi, minerale argiloase şi cuarţ. În zonele de intersecţie a lentilelor-strat de către mineralizaţiile filoniene epigenetice, se remarcă o îngroşare şi îmbogăţire a celor din urmă.

Mineralizaţia polimetalică stratiformă prezintă, de obicei, o textură paralelă — rubantă, grefată pe o textură relictă fin stratificată, ritmică,

[12] A. Duda ş (1976), Raport geologic, arhiva IMR Bucureşti.







Detalii micro- și macrotexturale.

Fig. 1. — Granoblaste orientate de titanomagnetit martitizat în șist albit-epidot-actinolitic, Gal. Luncșoara, 12 ×.

Fig. 2. — Baritină cu textură rubanată, Valea Vacii, mărime naturală.

Fig. 3. — Mineralizație polimetalică budinată cu textură rubanată, Pîrîul Șipot, 12 ×.

Fig. 4. — Mineralizație piritoasă fin rubanată în șist cuarțitic cu sericit, Pîrîul Todicești, mărime naturală

cu frecvente laminări (fig. 3). Laminele și stratele de minereu alternează cu cele alcătuite predominant din cuarț, clorit sau carbonați. Uneori apar budinări.

Structurile relicte, pretectonice (A. Spry, 1976) sînt slab conservate datorită repetatelor procese de recristalizare regional-metamorfice și metasomatice. În general predomină structurile granolepidoblastice; mineralele metalice apar în agregate xenoblastice fin granulare, intim concrescute. Pirita, mai larg cristalizată, este de obicei idioblastică. Sulfurile apar uneori concrescute cu clorite.

Principalele minerale metalice sînt blenda, galena, calcopirita, pirita, magnetitul și hematitul; calcozina și covelina apar mult mai rar. Compoziția mineralogică a acumulărilor stratiforme devine mult mai complexă în cazul în care a avut loc o suprapunere a mineralizațiilor banatitice peste cele singenetice.

Mineralizațiile de baritină sînt asociate orizontului carbonatic inferior din complexul median al seriei de Biharia, fiind situate într-o intercalație subțire de șisturi cloritoase cu porfiroblaste de albit. Ocurențe de baritină sînt cunoscute în Valea Vacii, valea Bucegița, pîrîul Arsului și pîrîul Cetățuia (I. Berbeleac și colab., 1980).

Ivirile de baritină din valea Vacii apar ca lentile, în general cu dimensiuni reduse, ce pot atinge o lungime de circa 200 m și o grosime de 0,80 m. Ele prezintă o textură orientată rubanată, relevînd o stratificație ritmică relictă, concordantă cu foliația șisturilor cristaline înconjurătoare. În aceste lentile se individualizează benzi de baritină albă, cu o puritate avansată (peste 90% $BaSO_4$), care alternează cu altele de baritină cenușie, impurificată cu cuarț, clorit, sericit, oxizi de fier, pirită etc. Ele sînt mai frecvente în părțile periferice ale lentilei.

Baritina apare, sub microscop, ca agregate xenoblastice, constituite din granule fine sau mai mari, mai mult sau mai puțin alungite, cu extincție ondulatorie și uneori maclate polisintetic. Aceste caractere structurale trădează faptul că acumulările inițiale de baritină au suferit recristalizări intense în timpul metamorfismului regional.

Mineralizațiile din seria de Muncel. În cadrul acestei serii se cunosc mineralizații metamorfozate de pirită localizate în șisturile grafitoase sericito-cloritoase și în șisturile sericitoase cuarțo-feldspatice ale complexului superior (fig. 1).

Principala ocurență se află în zona Brusturi pe pîrîul Todicești. Aici mineralizațiile de pirită apar într-un complex de roci derivat dintr-un material vulcano-sedimentar, alcătuit din șisturi cuarțitice cu sericit, metariolite, metatufuri și metatufite riolitice. Mineralizațiile au o grosime de cca 100 m și se dezvoltă pe mai multe sute de metri lungime. În extremitatea sudică a ivirii de șisturi mineralizate au fost identificate urmele unor procese de metamorifsm hidrotermal și slabe mineralizări, în lungul unei linii de fractură alpine.

Pirita apare diseminată în masa rocii sau concentrată local, sub formă de benzi fine. În acest din urmă caz, textura paralelă fin rubanată sugerează stratificația ritmică fină, cu numeroase laminări, a materialului primar.

Mineralizaţia cu pirită prezintă structuri tipomorfe. Pirita granoblastică, adesea prezentă ca idioblaste orientate, formează agregate poliedrice cu îmbinarea indivizilor în puncte triple. Deformările ulterioare sînt răspunzătoare de larga dezvoltare a structurilor cataclastice.

CONSIDERAŢII GENETICE ŞI CONCLUZII

Mineralizaţiile, descrise mai sus, apar intercalate concordant în metamorfitele seriilor de Biharia şi de Muncel. În cadrul fiecărui tip paragenetic, ocurenţele se situează în acelaşi orizont stratigrafic în seriile epimetamorfice menţionate, ceea ce atestă un control lito-stratigrafic al acestor mineralizaţii.

În ceea ce priveşte forma de zăcămînt a acestor mineralizaţii, ele apar fie ca strate cu grosimi variabile, în general reduse, ajungînd pînă la lamine, fie ca lentile, de obicei puternic aplatizate. Stratele prezintă de regulă discontinuităţi pe direcţie şi înclinare, datorate unor efilări sau laminări primare, budinărilor din timpul metamorfismului şi/sau tectonizărilor ulterioare. Sulfurile, oxizii şi baritina apar atît ca diseminări de granule izolate sau în concentrări locale înşirate pe direcţie, cît şi sub formă de benzi compacte.

Mineralizaţiile prezintă o textură orientată-paralelă, care rezultă din dispunerea concordantă a mineralelor metalice în masa şistului şi/sau dezvoltarea orientată a acestora în raport cu foliaţia rocii în care sînt înglobate (fig. 4).

Uneori mineralele metalice cu o dezvoltare porfirobalstică sînt învelite de lamele de sericit, clorit sau de prisme aciculare de actinot, conducînd la aspecte texturale de tip „flaser“ (Iu. Polovinkina, 1966).

Cel mai adesea mineralizaţiile stratiforme au o textură rubanată care rezultă din : alternanţa benzilor de minerale metalice cu cele formate din minerale care constituie roca gazdă ; prezenţa unor nivele cu caracter de tranziţie de la pachetul mineralizat la cel steril, ca de exemplu în cazul mineralizaţiilor de baritină ; alternanţa unor fişii aproape monominerale dar cu granulaţie diferită (fig. 5) şi din alternarea unor benzi mineralizate cu compoziţie mineralogică diferită de la un nivel la altul. Rubanarea are un caracter mai mult sau mai puţin ritmic.

Pe lîngă aceste aspecte texturale, care reflectă caracterele texturale ale materialului primar (stratificaţie plan-paralelă, microstratificaţie, stratificaţie ritmică, stratificaţie gradată), mult mai rar se conservă o serie de particularităţi texturale proprii sedimentelor, ca de exemplu : falieri penecontemporane, microcutări, tasări etc.

Mineralizaţiile stratiforme sînt frecvent afectate de falii şi fisuri, care de obicei au determinat deplasarea nivelelor mineralizate. Uneori de-a lungul acestor linii de fractură s-au produs brecifieri ; alteori pe ele au pătruns roci filoniene banatitice şi, în fine, în alte cazuri au fost circulate de fluidele postmagmatice banatitice, putînd fi sau nu mineralizate.

Mineralizaţiile prezentate au, în mod constant, o structură granoblastică. În timp ce pirita şi magnetitul apar de obicei sub formă de granule

izometrice, baritina formează adesea granule alungite paralel cu foliația șisturilor învecinate.

În raport cu mineralele moi înconjurătoare (sulfuri, cuarț etc.), pirita are un pregnant caracter idioblastic. În agregatele poliedrice cu

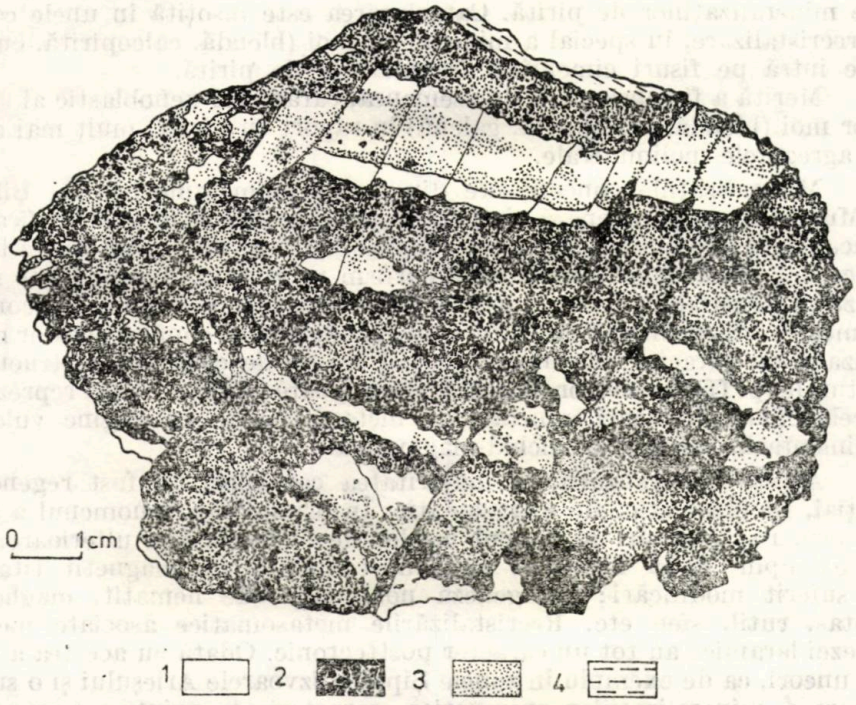


Fig. 4. — Textură rubanată și fisuri în mineralizația de pirită-calcopirită din galeria Luncșoara. Agregate granoblastice de: *1*, carbonați ± cuarț; *2*, pirită ± calcopirită; *3*, cuarț ± carbonați și clorit; *4*, șist cloritosericitos.

fețe plane sau curbe, cu frecvente îmbinări între indivizi la puncte triple, uneori după un unghi de 120°, cristalele de pirită sînt xenoblastice sau subidioblastice.

Exceptînd dezvoltarea porfiroblastică pe care o prezintă uneori pirita sau baritina, caracteristică pentru mineralizațiile stratiforme rămîne totuși finețea granulației și uniformitatea relativă a granulelor. Numărul foarte mare de nuclei presupune uniformitatea condițiilor termodinamice în timpul cristalizării mineralelor, ceea ce se poate realiza în metamorfismul regional.

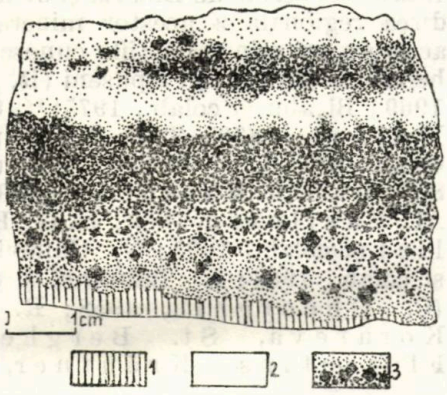


Fig. 5. — Granulație gradată în minereul piritos rubanat de la Izvorul Arieșului. *1*, Agregat granoblastic de cuarț; *2*, șist cloritos; *3*, minereu.

Mişcările ulterioare recristalizării principale au lăsat amprenta lor şi asupra mineralelor metalice. Au avut loc deformări cu caracter compresiv ilustrate de fisurarea şi/sau brecifierea agregatelor de minerale metalice, uneori însoţită de deplasarea fragmentelor rezultate. Deşi aspectul porfiroclastic a fost întîlnit rar, structurile cataclastice rămîn caracteristice mineralizaţiilor de pirită. Cataclazarea este însoţită în unele cazuri de recristalizare, în special a mineralelor moi (blendă, calcopirită, cuarţ), care intră pe fisuri cimentînd fragmentele de pirită.

Merită a fi consemnat, de asemenea, caracterul xenoblastic al sulfurilor moi (blendă, calcopirită, galenă) în raport cu pirita, mult mai dură, în agregatele poliminerale.

Mineralizaţiile concordante din seriile epimetamorfice de Biharia şi Muncel au o parageneză simplă. În zonele unde a fost identificată o concentrare deosebită a sulfurilor, lipsesc, adesea, nu numai rocile banatitice dar chiar urmele unui metamorfism magmatic. Aceste fapte sugerează că materialul primar al acestor mineralizaţii a recristalizat în condiţii de metamorfism sincron cu materialul gazdă, fapt ce conferă acestor mineralizaţii un caracter singenetic. Ţinînd seama de caracterele structural-texturale (pl II) ale acestor mineralizaţii se poate admite că ele reprezintă, în cele mai multe cazuri, mineralizaţii metamorfozate de origine vulcano-sedimentară, subordonat lichid-magmatică.

Aceste mineralizaţii, în majoritatea cazurilor, au fost regenerate parţial, fie cinematic, fie metasomatic. În primul caz, fenomenul a avut loc prin recristalizări în timpul fazelor de metamorfism ulterioare. Aşa de exemplu, după formarea lor, mineralizaţiile de magnetit titanifer au suferit modificări; parageneza nouă cuprinde hematit, maghemit, anatas, rutil, sfen etc. Recristalizările metasomatice asociate metalogenezei laramice au tot un caracter posttectonic. Odată cu acestea a avut loc uneori, ca de exemplu în zonele Şipot şi izvoarele Arieşului şi o suprapunere a mineralizaţiilor epigenetice, caracterizate printr-o parageneză deosebită, mult mai complexă.

Controlul litostratigrafic al mineralizaţiilor stratiforme metamorfozate din seriile de Biharia şi de Muncel din Munţii Bihor explică răspîndirea regională a acestor mineralizaţii. El permite totodată corelarea acestora cu mineralizaţiile cunoscute din provinciile metalogenetice prehercinice din Munţii Apuseni (R. Dimitrescu, 1961; I. Mârza, 1969; Bleahu şi colab., 1975)[13], Carpaţii Orientali (K. Paul, 1876; Br. Walter, 1876; Th. Kräutner, 1930, 1938; M. Savul şi colab., 1953[14]; C. Gheorghiu, 1953, 1958: Şt. Ghika, 1957; M. Savul, Gh. Mastacan, 1959; R. Dimitrescu, 1961; H. Savu, Al. Vasilescu, 1962; H. G. Kräutner, 1965, 1969; V. Manilici şi colab., 1965; V. Ianovici şi colab., 1966; D. Rădulescu şi colab., 1968; I. Balintoni şi colab., 1973) şi Masivul Poiana Ruscă (C. Gheorghiu, 1958; R. Dimitrescu, 1961; Tatiana Kosareva, St. Berghes, 1962, 1963; H. Kräutner, Florentina Kräutner, 1962; H. Kräutner, 1964;

[13] M. Bleahu şi colab. 1975), *op. cit.*
[14] M. Savul şi colab. (1953), Raport geologic, Arhiva IGG.

H. G. Kräutner, 1977; V. Ianovici și colab., 1966; A. Gurău, 1967; V. Ianovici, H. Kräutner, 1976).

Mineralizațiile de pirită cupriferă descrise prezintă, sub aspect genetic, o asemănare cu zăcămintele similare din Cipru (R. Hutchinson, D. Searle, 1971) Ural și Caucaz (Skripchenko, 1967, vezi R. Hutchinson, D. Searle, 1971; T. Shadlun, 1971).

Mineralizațiile stratiforme metamorfozate din seriile de Biharia și Muncel, din Munții Bihor, au un grad de cunoaștere redus sub aspectul valorificării lor. Ele sînt în general mineralizații sărace, cu conținuturi mici în metal; avînd în vedere, însă, necesitatea de a atrage în circuitul economic noi surse de materii prime, mineralizațiile stratiforme metamorfozate din Munții Bihor prezintă o perspectivă economică favorabilă.

EPIMETAMORPHIC STRATABOUND MINERALIZATIONS IN THE BIHARIA AND MUNCEL SERIES FROM BIHOR MTS

SUMMARY

The recent detailed investigations in the Biharia and Muncel crystalline series of Bihor Mts have pointed out some stratabound metamorphosed accumulations made up of oxides, sulphides and barite, first systematized and generally described in the present paper.

The Biharia Series, Precambrain in age, consists mainly of metamorphosed spilitic-keratophyric rocks. This Series could be divided in three complexes such as : 1) the lower complex, consisting predominantly of quartz-albite schists, 2) the medium complex which is built op of albite-chlorite schists with interbedded carbonatic rocks and 3) the upper complex with albite porphyroblasts bearing clorite schists.

The Muncel Series, Cambrian in age, has an obvious volcano-sedimentary character. This Series includes a lower complex with sericite-quartz schists and an upper one characterized by the appearance of phyllites and porphyroids.

In the Biharia Series various mineralizations have been identified, as follows :

a) Iron and titanium oxides related to the albite schists, albite-actinolite schists, ortho-amphibolites and metagabbros of the lower and medium complex;

b) Sulphides mineralizations made up of the following mineral assemblages : pyrite; pyrite-chalcopyrite ± magnetite; sphalerite-galena-chalcopyrite-pyrite ± magnetite ± hematite. While pyrite appears in the forenamed three complexes, the other mineral assemblages are characteristic of the medium one.

c) Barite mineralizations found in the lower carbonatic level of the medium complex.

In the quartzo-feldspathic sericite schists of the upper complex from the Muncel Series metamorphosed pyrite mineralizations occur.

The described mineralizations generally characterized by simple mineral paragenesis occur either as discontinuous beds or as lenses which

display narrowing zones, flattenings, laminations, boudinage and/or post-tectonic fractures.

The stratabound mineralizations exhibit frequently parallel and thin banded structures and fine granoblastic textures.

The ore minerals appear as fine-grained aggregates, containing generally equidimensional crystals. Pyrite and barite develop sometimes as porphyroblasts. Both magnetite and pyrite from the single-phase polycrystalline aggregates develop more or less isometrically, while barite appears as elongated crystals along the foliation of the surrounding crystalline schists. It is to be mentioned the xenoblastic habit of the other soft minerals such as galena, sphalerite, chalcopyrite and quartz as compared to the idioblastic pyrite.

The structural, textural and mineralogical features of the stratabound mineralizations have been partly changed during the post-tectonic deformations in relation to the main recrystallization stage. In this way results the cataclastic texture frequently characteristic of the pyrite ores. Most of the stratabound mineralizations underwent partial kinematic and/or metasomatic regeneration.

The lithostratigraphical control of the metamorphosed stratabound mineralizations related to the Biharia and Muncel epimetamorphic series from the Bihor Mts could explain the regional distribution of the mineralizations and allow at the same time their correlation with the well known mineralizations from the Prehercynian metallogenic provinces of the Apuseni Mountains, Eastern and Southern Carpathians.

The copper bearing pyrite mineralizations appear to be genetically similar to those mentioned in Cyprus, Ural and Caucasus.

BIBLIOGRAFIE

BALINTONI I., ŢÎMPĂU T., ISACHE C. (1973), *Problema genezei sulfurilor polimetalice compacte interstratificate în partea centrală a cristalinului din Carpaţii Orientali*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, **XVIII**, *1*.

BERBELEAC I., LAZĂR C., ŞTEFAN A. (1980) *On some syngenetic Barite Occurrences in the South Bihor Mountains (Romania)*, D.S., Inst. geol. geofiz., **LXIV** (1976—1977), *2*.

DIMITRESCU R. (1961) *Provincii şi epoci metalogenetice în R.P.R.*, Rev. minelor, **XII**, *6*.

GHEORGHIU C. (1953), *Noi ipoteze asupra genezei unor acumulări de sulfuri metalice din şisturile cristaline*, Rev. Univ. C.I. Parhon şi a Polit. Bucureşti, Seria şt. naturii, *3*.

— (1958), *Consideraţii asupra genezei unor acumulări de sulfuri metalice în şisturile cristaline din R.P.R.*, Anal. Univ. C. I. Parhon, Bucureşti, Seria şt. naturii, *19*.

GHIKA ŞT. (1957), *Procese, geologice, fizico-chimice şi metalogenetice din Munţii Rodnei, D.S.*, Com. Geol., **XLI** (1953 — 1954), *9—15*,

GIUŞCĂ D. (1937), *Les phénomènes de métamorphisme hydrothermal des roches paléozoiques des Monts du Bihor*, Bul. lab. min. gen., Univ. Buc. **II**,

— (1960), *Asupra unui corp de ultrabazite metamorfozate din Cristalinul Bihorului*, Anal. Univ. Buc., **23**.

GIUŞCĂ D., SAVU H., BORCOŞ M. (1967), *Asupra stratigrafiei şisturilor cristaline din Munţii Apuseni*, St. cerc. geol., geofiz. geogr., Geologie, **12**, *1*.

GIUŞCĂ D. BERBELEAC I., LAZĂR C., ÎNTORSUREANU I. (1976), *Zonalitatea metamorfismului hidrometasomatic şi a metalogenezei laramice în regiunea Brusturi-Luncşoara (Munţii Bihor)*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, **21**.

GURĂU A. (1967), *Date noi privind cunoaşterea structurii geologice şi genezei zăcămîntului de sulfuri metalice de la Muncelul Mic — Muncelul Mare (Poiana Ruscă)*, D.S., Inst. geol. **LIII**, *2* (1965—1966).

HUTCHINSON R. W., SEARLE D. L. (1971), *Stratabonud Pyrite Deposits in Cyprus and Relations to other Sulphide Ores*, Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Issue 3, Proc. IMA—IAGOD Meetings'70, IAGOD vol.

IANOVICI V., RĂDULESCU D., DIMITRESCU R., KRÄUTNER H., MIRĂUȚĂ O. (1966), *Harta metalogenetică a României, scara 1: 2 500 000*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie. **11**, *2*.

IANOVICI V., KRÄUTNER H. G. (1976), *The Iron Ore Deposits of the Socialist Republic of Romania* (in „Iron Ore Deposits of Europe"), **I**, 261—265). Hannover.

IONESCU C. (1962), *Cercetări geologice și petrografice în Cristalinul Munților Bihor (Biharia)* An. Com. geol., **XXXII**.

— (1971), *Zăcămintele de substanțe minerale utile din masivul Biharia*, ODPT (MMPG), București.

KOSAREVA TATIANA, BERGHEȘ Șt. (1962), *Observații asupra distribuției și genezei mineralelor de fier de la Iazuri*, Rev. min., **XIII**, *9*.

— (1963), *Considerații generale cu privire la paleogeografia și metalogeneza masivului Poiana Ruscă*. Rev. min., **XIV**, *10*.

KRÄUTNER H., KHAUTNER FLORENTINA (1962), *Chimismul zăcămintelor de fier din partea centrală estică a masivului Poiana Ruscăi*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, **VII**, *1*.

KRÄUTNER H. (1964a) *Privire generală asupra metalogenezei din masivul Pioana Ruscăi*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, **9**, *1*.

— (1964b), *Zăcămintele de fier din partea centrală estică a masivului Poiana Ruscă*, D.S., Com. Geol. **XLIX** (1961—1962), P.I.

KRÄUNTER H. G. (1965), *Considerații genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaților Orientali*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, **10**, *1*

KRÄUTNER H. G., NĂSTĂSEANU S., RĂDULESCU D., SAVU H., VASILESCU AL. (1969), *Harta substanțelor minerale utile, Nota explicativă. R.S.R., Atlasul geologic, scara 1: 1 000 000*, Inst. Geol.

KRÄUTNER H. G. (1977), *Hydrothermal-Sedimentary iron ores related to submarine volcanic risse : the Teliuc-Ghelar Type as a carbonatic equivalent of the Lahn-Dill type, Time-and strata-bound ore deposits*, Springer, Berlin, Heidelberg, New York.

KRÄUTNER TH. (1930), *Observațiuni geologice în Munții Bistriței și Bîrgăului*, D.S. Inst. geol. **XIV** (1925 — 1926).

— (1938), *Das kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen)*, An. Inst. geol., **XIX**.

MANILICI V., CIORNEI P., BOȚOMAN G., DOBRAN G., BODIN T. (1965), *Contributions à l'étude de la minéralisation de Novicior-Novăț*, Carp. Balk. Geol. Assoc. VII — Congr., Sofia, sept. 1965 Reports, Part. III.

MÂRZA I. (1969), *Evoluția unităților cristaline din sud-estul Muntelui Mare*, Edit. Acad. R.S. România, București.

PAUL K. M. (1876), *Grundzüge der Geologie der Bukowina*, Jahrb. d.k.k. geol. Reichsanst., **26**, *III*, Wien.

POLOVINKINA IU, IR. (1966), *Strukturi i teksturi izverjennih i metamorficeskih gornih porod*, **I**, Moskva.

RĂDULESCU D., BORCOȘ M., KRÄUTNER H. (1968), *Progrès récents dans l'étude des gisements et leur contributions au developpement de conceptions concernant la métallogenèse de la Roumanie*, An. Com. Stat Geol., **XXXVI**.

SAVU H., VASILESCU AL. (1962) *Contribuțiuni la cunoașterea rocilor porfiroide și a zăcămintelor de sulfuri asociate șisturilor cristaline din regiunea Baia Borșa (Maramureș)* D.S. Com. Geol. **XLVI** (1958—1959).

SAVUL M., MASTACAN GH. (1959), *Rocile cu mangnetit de la Iacobeni (Regiunea Suceava)*, D.S. Com. Geol., XLII (1954—1955).

SHADLUN T. N. (1971), *Metamorphic Textures and Structures of Sulphide Ores*, Soc. Minig Geol. Japan, Spec. Issue, 3 *241—250*. Proc. IMA — IAGOD Meetings'70, IAGOD vol.

SPRY A. (1976), *Metamorphic textures*, Pergamon Press, Oxford.

VISARION ADINA, DIMIRTESCU R. (1971), *Contribuții la determinarea vîrstei unor șisturi cristaline din Munții Apuseni*, Anal. Șt. Univ. Iași (seria nouă), secția II-b, Geologie, **XVII**.

WALTER BR. (1876), *Die Erzlagerstätten der sudlichen Bukowina*, Jahrb. de k.k. geol. Reichsanst. 26. B, **IV** Heft, Wien.

WINKLER H.G.F. (1967), *Die Genese der metamorphen Gesteine*, 2. Aufl.,Springer, Berlin, Heidelberg, New York.

Institutul de geologie și geofizică
București

Primit în redacție
în luna octombrie 1978

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA GEOLOGIEI SEMENICULUI DE NORD-EST

DE

TEOFIL GRIDAN

În spațiul cuprins între bazinele pannonic la nord și vest, Caransebeș — Mehadica la est și Bozovici la sud, se găsește Masivul Semenic cu o alcătuire geologică complexă și o poziție marginal-vestică a domeniului getic. Acest masiv beneficiază de o bună cunoaștere a geologiei datorită, atît numeroaselor lucrări de prospecțiuni întreprinse în ultimele trei decenii, cît și studiilor aparținînd lui Kudernatsch (1857), Schroeckenstein (1870), Bockh (1871, 1873), Rot von Telegd (1883, 1885, 1887), Halavats (1895), Schafarzik (1898), Krimbauer (1934), Roșca (1945), Savu (1962, 1964, 1970), Hurduzeu (1962), Drăghici (1967), Gridan (1972), Dimitrescu și Popa (1973).

La alcătuirea geologică a Masivului Semenic participă șisturi cristaline, corpuri plutonice și roci sedimentare.

1. FORMAȚIUNI METAMORFICE

Șisturile cristaline din nord-estul Semenicului aparțin seriei de Sebeș — Lotru și au fost grupate de noi în patru complexe de roci (planșa I) cu caractere mineralogice, petrografice și structurale proprii. Acestea sînt: complexul inferior al rocilor cuarțo-feldspatice, micacee și carbonatice — care se corelează cu complexele C_1 și C_2 ale lui H. Savu (1970); complexul cuarțitelor — corelabil cu C_3; complexul rocilor micacee — corelabil cu C_4 și complexul superior al rocilor cuarțo-feldspatice și micacee, amfibolitelor și al formațiunii manganifere, care se corelează cu complexul C_5 al lui H. Savu (1970).

1.1. *Complexul inferior al rocilor cuarțo-feldspatice, micacee și carbonatice.* Dispus, stratigrafic, în partea bazală a seriei de Sebeș—Lotru, se dezvoltă pe flancul estic al masivului, între localitățile Buchin la nord și Teregova la sud, sub forma unei fîșii cu lățime variabilă (1 000 — 4 000 m) cvasiparalelă cu rîul Timiș. Menționăm că H. Savu (1970) considera ca limită nordică — după sistematica sa — pentru complexul C_1 paralela localității Sadova Veche, iar pentru complexul C_2 paralela localității Petroșnița. Observațiile noastre de teren și laborator ne-au permis să reunim cele două complexe într-unul singur și să-i extindem limita nordică pînă la paralela localității Buchin. Complexul inferior al rocilor cuarțo-feldspatice, micacee și carbonatice este alcătuit din diferite tipuri de paragnaise: cu biotit, cu biotit și muscovit, cu sillimanit, cu disten, cu disten, staurolit și almandin, cu muscovit și almandin și micașisturi de aceleași tipuri paragenetice, la care se adaugă nivele de gnaise curațo-feldspatice, amfibolites (orto?) calcare și dolomite cristа-

line cu „scarne de reacţie" (Savu, 1970) şi gnaise cu piroxeni. Migmatitele asociate acestui complex sînt de tip stromatitic sau oftalmitic. Întregul complex include numeroase corpuri de pegmatite, cu dimensiuni variabile, dispuse concordant sau discordant. Deoarece perimetrul investigat nu cuprinde întreaga gamă de roci a acestui complex — o parte din ele se dezvoltă la sud de Slatina Timiş — ne vom limita la descrierea principalelor tipuri de roci întîlnite de noi.

Paragnaisele cu mucovit şi biotit, alături de micaşisturile cu muscovit şi biotit, formează fondul hărţii geologice (planşa I). Ele apar bine deschise, în afloriment aproape continuu, pe tot cursul inferior al văii Slatinei, unde înglobează corpul de granitoide Slatina Timiş, care prezintă, pe unele porţiuni, aspecte clare de concordanţă cu şisturile cristaline.

Paragnaisele cu sillimanit apar sub formă de fîşii în cadrul paragnaiselor cu muscovit şi biotit, diferenţiindu-se de acestea din urmă doar, prin prezenţa sillimanitului (varietatea fibrolit), care se prezintă sub aspectul „ureche de iepure". Au fost întîlnite pe cursul inferior al văii Slatina pe pîrîul Clocotiş, apoi în zona Prisian-Buchin. La compoziţia lor mineralogică participă : cuarţ, oligoclaz, muscovit, biotit, sillimanit, almandin, minerale accesorii, uneori distenul şi sericitul secundar.

Paragnaisele cu disten, almandin ± staurolit apar sub formă de fîşii de dimensiuni variabile pe valea Slatinei, pîrîul Clocotiş şi cursul inferior al văilor Goleţ, Bucoşniţa, Cerneţ şi Petroşniţa. În accepţiunea noastră, acest tip de rocă defineşte o alternanţă strînsă de benzi centimetrice de paragnaise micacee (predominante) şi micaşisturi cu granaţi, disten şi staurolit. Granatul apare sub formă de porfiroblaste uneori sparte sau ciuruite şi umplute de regulă cu cuarţ, alteori cînd sînt întregi pot fi observate incluziuni cu desene variate. Unele cristale de granat prezintă o reţea de fine spărturi cvasiparalele sau cute de tip kink, rezultat probabil al unor mişcări de laminare, înregistrate în timpul creşterii cristalelor. Distenul apare sub formă de prisme bine dezvoltate, cu mici incluziuni de rutil şi borduri de sericit. Staurolitul conţine incluziuni de zircon.

Paragnaisele biotitice alcătuiesc intercalaţii metrice în masa paragnaiselor cu muscovit şi biotit, rareori fiind mai bine dezvoltate ca pe valea Slatinei şi ogaşul Avrişului. La compoziţia lor mineralogică participă : cuarţ, oligoclaz cu 16 — 23% An, biotit muscovit, almandin, minerale accesorii. Cînd paragnaisele biotitice sînt situate în vecinătatea unor lentile de amfibolite, ca pe valea Goleţ, în compoziţia lor modală intră şi hornblenda.

Paragnaisele cu muscovit prezintă culoare alb-cenuşie, structură granoblastică şi textură şistoasă. Se întîlnesc pe văile Slatina şi Chicera.

Gnaisele cuarţo-feldspatice reprezintă un tip de roci mai bine dezvoltate la sud de Slatina Timiş, unde H. Savu (1970) descrie „un orizont important de gnaise cuarţo-feldspatice provenite din roci arcoziene, eventual şi tufuri acide". Textura orientată este dată de aranjarea în poziţie subparalelă a foiţelor de mică, în virtutea tendinţei cristalelor nou formate de a ocupa acele poziţii faţă de direcţia stressului maxim, care să le poată asigura cea mai mică energie liberă (Turner şi Verhoogen, 1967, cf. Turner, 1968). Sînt alcătuite preponderent din cuarţ şi feldspat, subordonat mice. Microclinul are unghiul axelor optice apropiat de 90° şi chiar mai mare, astfel că semnul său optic este

în unele cazuri negativ, în altele pozitiv. Conform datelor lui Tuttle (1952), Smith și Mac Kenzie (1959, cf. Winkler, 1967), microclinul cu semn optic pozitiv este relativ pur (5% An).

Amfibolitele apar sub forma unor lentile, de dimensiuni reduse, în bazinul superior al văii Slatinei.

Nu prezentăm descrierea rocilor carbonatice, a scarnelor de reacței și a gnaiselor cu piroxeni întrucît ele nu apar în regiunea investigată, iar diferitele tipuri de micașisturi vor fi tratate la complexul trei.

1.2. *Complexul cuarțitelor.* Cunoaște o dezvoltare mult mai restrînsă față de celelalte complexe stratigrafice, avînd ca arie de răspîndire zona Brebu Nou — vîrful Nemanu. Cuprinde cuarțite micacee, cuarțite feldspatice, șisturi cuarțitice cu muscovit și biotit, micașisturi și paragnaise cu muscovit și biotit și, cu o participare redusă, migmatite oftalmitice.

Cuarțitele micacee sînt bine dezvoltate în bazinul mediu și superior al văii Goleț, unde formează stînci impozante. Aceste roci, constituite în principal din cuarț, au un aspect fin granular, cu o șistozitate mai puțin evidentă, iar prin alterare se desfac în plăci. Prezintă structură granolepidoblastică și textură masiv-șistoasă. O parte din aceste roci conțin mai mult muscovit decît biotit, pe cînd marea majoritate conțin cele două mice în aproximativ aceleași proporții, iar în funcție de participarea celor două mice este și culoarea albă sau cenușie a cuarțitelor micacee.

Cuarțitele feldspatice se întîlnesc în bazinul superior și mediu al văii Goleț și în zona de nord-vest a localităților Brebu Nou și Gărîna. Compoziția lor mineralogică este asemănătoare cu cea a cuarțitelor micacee, dar proporția de participare a feldspatului este mai mare.

Șisturile cuarțitice cu muscovit și biotit apar în bazinul mediu al văii Goleț. La compoziția lor modală, participarea micelor este ceva mai ridicată decît la celelalte tipuri de cuarțite. Muscovitul și biotitul apar sub formă de foițe ce sînt dispuse în planuri cvasiparalele, dînd șistozitatea rocii.

1.3. *Complexul rocilor micacee.* Acest complex cunoaște o largă dezvoltare în aria Semenicului și este alcătuit din micașisturi cu muscovit și biotit, micașisturi cu granați, micașisturi cu disten ± staurolit ± granați, cuarțite micacee, șisturi cuarțitice cu muscovit și biotit, paragnaise cu muscovit și biotit, gnaise cuarțo-feldspatice, micașisturi cu sillimanit, amfibolite, gnaise amfibiolice, șisturi cu biotit și amfiboli, migmatite. Diversele tipuri de micașisturi nu se individualizează perfect, ci se constată o trecere gradată de la un tip la altul și o dezvoltare pe spații restrînse. Treceri gradate se constată și între micașisturi și paragnaise, totuși separarea lor poate fi făcută după criteriul compoziției mineralogice.

Micașisturile cu muscovit și biotit constituie tipul de roci cu cea mai largă răspîndire din complex, întîlnindu-se pe aproape jumătate din regiunea cercetată. În cadrul lor apar zone de predominanțe mineralogice variate, reprezentînd celelalte tipuri de micașisturi. Ele sînt deseori microcutate (mai ales în zonele anticlinale și sinclinale majore prezintă uneori contorsionări și budinări și sînt frecvent alterate superficial. La compoziția lor mineralogică micele au cea mai mare participare, dînd rocii un grad accentuat de șistozitate. Muscovitul se prezintă sub formă

de lamele dispuse, de regulă, în planul de șistozitate în asociere cu cele de biotit. Semnalăm însă, și situații destul de frecvente cînd lamelele de biotit și muscovit sînt dispuse înclinat față de planul de șistozitate. În zonele tectonizate muscovitul are un aspect zdrențuit.

Micașisturile cu granați se individualizează prin participarea constantă și în proporție ceva mai ridicată a granaților (5—15%). Sînt foarte bine reprezentate în întreg bazinul văii Igăzău și culmea principală a Masivului Semenic. Ele conțin uneori megablaste de rutil cum este cazul în creasta principală a Masivului Semenic, unde H. Savu (1970) descrie un orizont destul de constant (?) de micașisturi cu megablaste de rutil. Granatul, prezent în granoblaste rotunjite uneori cu un diametru de circa 2 cm (Tîlva Cîmpului-Tîrnova) este un almandin de culoare violacee în stare proaspătă, dar frecvent se prezintă cloritizat și limonitizat. La Poiana Finetului pe seama granatului și staurolitului apare cloritoidul în procesul de metamorfism regresiv.

Micașisturile cu disten ± staurolit ± granați reprezintă un tip comun în formațiunile metamorfice ale cristalinului getic, iar în cadrul lor există posibilitatea concentrării distenului cu formarea de adevărate „distenite", răspîndite ca benzi sau lentile pe întreaga arie a Semenicului, între vîrful Păroasa, la sud, și paralela localităților Rugi — Delinești — Valeadenii, la nord. Distenul apare sub formă de prisme bine dezvoltate, incolore sau colorate în albastru, cenușiu mai rar verde (valea Măcicaș—Rugi). Îi este caracteristică sericitizarea avansată, precum și prezența constantă a incluziunilor. Sericitizarea se propagă de la periferia cristaloblastelor spre interior, de-a lungul clivajelor, cu aspecte variate. Într-un stadiu mai avansat din cristalele de disten mai rămîn doar mici insule într-o masă de sericit. De asemenea, pe seama distenului, în prezența staurolitului și granatului se poate forma cloritoidul, în procesul de metamorfism regresiv ca la Poiana Finetului, ogașul Telegului și valea Strugului. Distenul include numeroase cristale de sericit, cuarț, biotit, rutil, turmalină, ilmenit, zircon și formează adesea concreșteri cu staurolitul, fața (100) a distenului fiind dispusă paralel cu fața (010) a staurolituluî.

Paragnaisele cu muscovit și biotit urmează imediat ca răspîndire în cadrul complexului trei, după micașisturile cu muscovit și biotit. Au structură granolepidoblastică și textură șistoasă. La compoziția lor mineralogică participă cuarțul, feldspatul, muscovitul și biotitul.

Cuarțitele micacee și șisturile cuarțitice cu muscovit și biotit se diferențiază sub formă de fișii de dimensiuni variabile, în masa micașisturilor prezentînd aceleași caractere petrografice ca cele din complexul cuarțitelor.

Micașisturile cu sillimanit se întîlnesc pe valea Buchinului la confluența cu ogașul Colești, pe cursul mijlociu al ogașului lui Dumitru, pe culmea dintre izvoarele văii Bejna și văii Uturii și pe creasta principală a Semenicului între Poiana Nemanilor—Tîlva Golețului — vîrful Radomir. Sillimanitul apare sub formă de fibre subțiri sau rozete. Aceste roci sînt constituite din cuarț, muscovit, biotit, feldspat, sillimanit ± staurolit ± granat și minerale accesorii. În micașisturile cu sillimanit este frecvent întîlnită situația biotitului cu sillimanitul, ultimul părînd a se naște pe seama primului, fapt arătat și de alți cercetători ai Carpaților Meridionali (Paliuc, 1937 în Munții Cîmpii; Gherasi, 1937

în Munţii Ţarcu; Savu, 1970 în Semenic şi I. şi Paulina Hârtopanu, 1976 în Munţii Mehedinţi — peticul de Bahna).

Amfibolitele se întîlnesc sub formă de lentile în bazinele văilor Goleţ, Bucoşniţa, Cerneţ, Petroşniţa, Buchin, Pogoniş şi Igăzău. După compoziţia modală se disting: amfibolite cu biotit şi amfibolite cu granaţi şi clinozoizit.

1.4. *Complexul superior al rocilor cuarţo-feldspatice şi micacee, amfibolitelor şi al formaţiunii manganifere.* Este constituit din paragnaise biotitice (cu granulaţie fină), ortoamfibolite, cuarţite şi şisturi cuarţitice cu biotit, micaşisturi cu muscovit şi biotit, paragnaise cu muscovit şi biotit, şisturi cu silicaţi şi carbonaţi de Mn şi Fe (formaţiunea manganiferă), gnaise cuarţo-feldspatice, micaşisturi cu disten, staurolit şi granaţi şi micaşisturi cu granaţi.

Paragnaisele biotitice şi şisturile cuarţito-biotitice, deseori cu treceri gradate între ele, se întîlnesc sub forma unor fîşii destul de groase pe văile Măcicaş, Fierului, Străjeşti, Mizescu, Igăzău şi Valea Lungă. Roca este şistoasă, dură, cenuşiu-negricioasă cu granulaţie fină.

Ortoamfibolitele cuprind amfibolite propriu-zise, amfibolite cu granaţi, gnaise amfibolice cu biotit. Ele cunosc o dezvoltare apreciabilă în cadrul complexului 4, sub formă de fîşii, cu grosimi pînă la sute de metri, ce se întîlnesc în bazinele văilor Igăzău, Mizescu, Mizescuţu, Străjeşti, Fierului, Pogoniş, Măcicaş şi Valea Lungă. Amfibolitele sînt constituite dintr-o masă de hornblendă verde (circa 65%) cu forme prismatice ce conţin rutil, feldspat, sfen şi apatit ca incluziuni. Între cristalele de hornblendă se observă plagioclazul (circa 25%) şi cuarţul (circa 8%) cu forme granulare alungite în sensul orientării rocii, dar în general colţuroase şi cu incluziuni de titanit, magnetit, zircon şi apatit. Rareori apar biotitul şi actinotul. Amfibolitele cu granaţi apar sub forma unor intercalaţii de cîţiva metri grosime în cuprinsul celorlalte roci amfibolice, dar care se deosebesc prin structura lor porfironematoblastică şi participarea granaţilor la constituţia rocii.

Gnaisele amfibolice se disting prin cantitatea mare de minerale leucocrate care le imprimă o culoare mai deschisă. Textura lor este rubanată, datorită alternanţei benzilor leucocrate cu cele melanocrate.

Formaţiunea manganiferă, cunoscută de multă vreme datorită exploatărilor de mangan de la Delineşti, este constituită din micaşisturi cu muscovit şi biotit, micaşisturi cu muscovit, micaşisturi cu piemontit şi ferrimuscovit, gnaise cu granulaţie fină, cuarţite micacee cu granaţi, cuarţite spessartinice, spessartinite, roci manganifere carbonatice cu dannemorit şi roci manganifere carbonatice cu magnetit. Ea are o grosime cuprinsă între 70 şi 200 m şi o dezvoltare de circa 8 km pe direcţia Culmea Ohabiţei—Valea Fierului — dealul Bobului — valea Străjeşti — dealul Măgura Mare — Poiana Finet — Faţa Galbenă.

La nord de nivelul manganifer Delineşti, tot cu direcţia NV — SE, dar cu extindere redusă apare nivelul manganifer dintre valea Bereşti şi V. Fierului.

La sud de nivelul manganifer Delineşti, tot cu extinderi reduse, apar încă trei nivele manganifere: nivelul Rugi (între Rugi şi dealul Fîntînii), nivelul Dealul Mare (Poiana) şi nivelul valea Strugului — Lindenfeld — Ogaşul Lung.

În cadrul formațiunii manganifere corpurile de minereu prezintă efilări pînă la dimensiuni milimetrice și îngroșeri pînă la zeci de metri. Deși pe direcție se dezvoltă de la cîteva zeci de metri la sute de metri, totuși se poate aprecia că lentilele de minereu au o oarecare continuitate, atît pe direcție, cît și pe înclinare. Este posibilă efilarea unor lentile, însă în locul lor apar altele care dau aspectul de continuitate pe direcție.

Cuarțitele spessartinice și spessartinitele sînt cele mai răspîndite dintre rocile cu mangan. Structura lor este granoblastică și textura rubanată. Culoarea este roșietică iar cînd sînt alterate negricioasă. În primul tip de rocă, cuarțul atinge valori ridicate (peste 75%), alcătuind masa principală a rocii. Spessartinul este sub formă de granoblaste de mici dimensiuni, alcătuind zone de culoare galben-brună, care prin alterație se transformă în oxizi de magnan. În al doilea tip de rocă manganiferă, spessartinul este mineralul predominant și se găsește sub formă de idioblaste, cît și sub formă de benzi alcătuite din granoblaste fine. La constituția rocii mai participă magnetitul, biotitul și dannemoritul.

În celelalte roci manganifere citățm mai multe minerale ca : rodocrozitul, rodonitul, dannemoritul, piroxmangitul, schefferitul și knebelitul.

1.5. *Pegmatite.* Pegmatitele din Semenic cunosc o diversitate de forme, de la vinișoare, cuiburi, filoane, lentile ramificate, pînă la corpuri masive. În funcție de gradul de metamorfism se poate face o separație mineralogică a pegmatitelor, astfel că în cuprinsul zonei cu sillimanit pegmatitele au o compoziție cuarțo-feldspatică prin excelență (Teregova, Armeniș, Slatina Timiș, Goleț, Bucoșnița, valea Cerneț, Petroșnița) pe cînd în zona cu disten și staurolit la constituția pegmatitelor, muscovitul ajunge să fie mineralul predominant (Tîrnova, Poiana Finet, Delinești, Rugi, Lindenfeld).

Pegmatitele cuarțo-feldspatice situate în partea central-estică a Masivului Semenic au o compoziție mineralogică realizată în principal din feldspat și cuarț, cu o participare redusă a micelor. Feldspatul predominant, microclinul, cunoaște dimensiuni variabile de la pete antipertitice la indivizi concrescuți grafic cu cuarțul de ordinul centimetrilor, funcție de zonalitatea pegmatitelor. În cele mai frecvente cazuri am constatat că este vorba de cristale biax negative, cu 2V între 80 și 84° și $\gamma : \beta$ între 12 și 15 valori ce indică un microclin cu triclicinitate pronunțată.

Oligoclazul se prezintă sub formă de cristale cu contururi idiomorfe, bine dezvoltate, adesea concrescute grafic cu cuarțul și totdeauna maclate polisintetic după legea albitului și periclinului. Ca minerale accesorii apar : turmalină, beril, zircon, spodumen.

Pegmatitele micafere se deosebesc de cele descrise anterior doar prin participarea micelor (muscovitul și biotitul) în proporție mult mai mare, uneori depășind 50% din masa rocii. Lamele de muscovit pot atinge dimensiuni pînă la 20 cm^2 și chiar mai mult (Poiana Finet), iar pachetele de lamele ating grosimi pînă la 1—2 cm.

1.6. *Filoane de cuarț.* Apar fie concordant fie discordant în masa rocilor, avînd, de regulă, grosimi de ordinul centimetrilor sau al zecilor de cm. Rareori ating grosimi de ordinul metrilor, cum este cazul filonului de Poiana Cornului (Poiana) sau a filoanelor de pe ogașul Gurbăneasa, ogașul Cailor, culmile Bucoșniței, Petroșniței, Zăgorul și versantul stîng

al văii Străjești. Masa filoanelor de cuarț este alcătuită aproape în întregime din granule de cuarț alb, îndințate între ele, între care pot pare sporadic lamele de biotit și muscovit sau cristale prismatice de turmalină și disten. Considerăm filoanele de cuarț (sau cel puțin o mare parte din ele) ca fiind rezultatul fenomenului de exudație în șisturile cristaline.

1.7. *Serpentinite.* În aria Semenicului serpentinitele au o dezvoltare restrînsă și o dispoziție cu totul dispersată. Astfel, în zona Delinești (pe culmea dintre valea Fierului și Ogașul Urît) apar mici corpuri de serpentinite legate intim de amfibolite. Culoarea rocii este verzuie-cenușie și prezintă aspect satinat, unsuros datorită talcilui. În compoziția lor intră antigorit, antofilit, magnetit și talc. Cu aceleași caracteristici apar și corpurile de serpentinite de la Tîlva Ferigelii și izvoarele văii Ferigeaua.

Cel mai bine cunoscute sînt serpentinitele de la Poiana. Ele alcătuiesc un corp orientat NE — SV, care poate fi urmărit din dealul Răchiții pînă în apropierea satului Poiana. Acest corp suferă numeroase decroșeri și deplasări pe verticală, încît apare fasciculizat sub forma a trei iviri lenticulare în dealul Corcana [1] și a patru iviri în versantul nordic al văii Buchin, în dealul Răchita. Același corp spre sud-vest apare sub forma unei singure benzi. Un alt corp de serpentinite se întîlnește la Poiana între dealul Pleșa — dealul Trestii — valea Pleșa Mică. Serpentinitele de la Poiana sînt roci masive alcătuite dintr-un țesut lamelar de antigorit și tremolit, cu grupări frecvente în evantai. Tremolitul apare sub formă de agregate divergente în cristale lungi, prismatice, aciculare de culoare verzuie, transformate terminal în fibre cu propietăți azbestifere. Talcul se asociază antigoritului rezultînd șisturi cu antigorit și talc sau chiar șisturi talcoase, cum sînt cele de pe valea Cireșna, Valea Neagră, dealul Părului și Joarza Mică. Șisturile talcoase descrise, pot apărea și prin metamorifsmul piroxenitelor.

2. ROCI GRANITOIDE

Desfășurarea proceselor metamorfice din aria Semenicului a fost însoțită și de manifestarea unui plutonism acid sinorogen reprezentat prin corpuri de granitoide de dimensiuni diferite : mai mari în nord (Buchin-Poiana) și mai mici în partea sudică (Slatina Timiș). La constituția acestor plutoni sinorogeni participă granite cu muscovit și biotit, granodiorite și tonalite.

În cadrul corpurilor de granitoide, după criterii structurale — tendința gnaisică sau lipsa acesteia — se pot descrie : granitoide gnaisice, granitoide masive, pegmatite și aplite. Abundența sau sărăcia de minerale micacee (biotit sau muscovit), într-un sector sau altul al masivului, determină prin dispunerea lor subparalelă foliații și deci aspecte structurale diferite.

2.1. *Granitoidele de Buchin—Poiana.* Alcătuiesc un corp de dimensiuni apreciabile, ce are o alungire NE — SV și se dezvoltă între localitatea

[1] Trifulescu M. și colab. (1958), Raport geologic, arhiva IGPSMS, București.

Buchin şi bazinul superior al văii Cerneţu Mare. Acest corp este constituit din granitoide masive, care deseori şi mai ales pe margini, trec în granitoide gnaisice [2].

2.1.1. *Granitoide masive.* Sînt roci leucocrate sărace în mice, ele apar în bazinul inferior al văii Buchinului (og. Uturii), dealul Cucuiul lui Ostivăr, culmea Uturii—Cireşica, văile Joarza, Boricea, culmea Topanu—Nemanu Mic şi bazinul superior al văii Cerneţu Mare. La scara masivului, suprafeţele cartate ca granitoide masive apar concordante cu foliaţia granitoidelor gnaisice şi cu orientarea generală a şisturilor cristaline din regiune, dar la scara aflorimentelor (dimensiuni metrice) apar destul de frecvent relaţii de discordanţă faţă de şisturile cristaline şi de granitoidele gnaisice. Discordanţele observate îmbracă două aspecte : de „străpungere" şi discordanţă dată de o limită de întrerupere a mineralelor femice (în special biotitul) sau de o limită de scădere bruscă a mineralelor micacee. Roca prezintă alterări sferoidale caracteristice şi uneori o orientare preferenţială a feldspatului pe plane cu căderi spre nord şi nord-est care trădează sensul mişcării topiturii.

În secţiuni subţiri structura granitoidelor masive este allotriomorf (rar hipidiomorf) — grăunţoasă, iar textura neorientată. Compoziţia mineralogică este relativ uniformă, iar trăsăturile fiziografice ale mineralelor sînt asemănătoare cu cele ale granitoidelor gnaisice. Cuarţul prezintă contururi xenoblastice şi extincţii ondulatorii. Zonele ondulatorii sînt paralele cu alungirea feldspatului plagioclaz. Feldspatul potasic este un microclin intermediar spre maxim ($2V\alpha = 70 - 85\%$) cu frecvente structuri în grătar, dar şi cu aspecte poikiloblastice (conţinînd incluziuni de plagioclaz, cuarţ, muscovit, biotit, titanit). Uneori microclinul înlocuieşte plagioclazul sub formă de franjuri, plaje, vinişoare de-a lungul clivajelor. Accidental, la contactul microclin-cuarţ apar concreşteri mirmekitice. Plagioclazul se prezintă fie fenoblaste subhedrale sau euhedrale, fie sub formă de cristale mici anhedrale. Alteraţia, cînd apare, este diferenţiată şi imprimă cristalelor o oarecare zonare, datorită dispunerii caollinitului şi sericitului sub formă de plaje sau de-a lungul fisurilor şi clivajelor. Se observă fenomene de dezamestec, aspecte poikiloblastice şi concreşteri mirmekitice la contactul cu feldspatul potasic. Conţinutul în anortit al plagioclazului variză între 15 şi 28%, frecvenţa maximă avînd-o cristalele cu 24—26% An. Biotitul, sub formă de lamele cu dispoziţie neregulată, prezintă aureole pleocroice de zircon. Ca minerale accesorii apar : granat, epidot, titanit, zircon, rutil, apatit.

2.1.2. *Granitoidele gnaisice.* Reprezintă termenul care ocupă cele mai mari suprafeţe din cuprinsul plutonului Buchin—Poiana. Ele apar sub forma unor fîşii ce încadrează granitoidele masive, mai mult sau mai puţin continui, cu orientarea generală NE — SV şi cu o poziţie concordantă faţă de şisturile cristaline, mineralele micacee din granitoide şi din şisturile cristaline avînd aproximativ aceeaşi orientare. Apar pe văile Buchin, Petroşniţa, Cerneţ.

Macroscopic granitoidele gnaisice prezintă o granulaţie medie sau largă şi un anume grad de orientare datorat micelor. Frecvent apar alteraţii superficiale, uşoare argilizări ale feldspaţilor. Compoziţia mine-

[2] Arghir Adela (1963), Raport geologic, arhiva IGG Bucureşti.

ralogică corespunde domeniilor granit-granodiorit, deosebindu-se de cea a granitoidelor masive doar printr-o participare procentuală mai mare a micelor.

Studiul microscopic relevă pentru granitoidele gnaisice o structură allotriomorf-inechigranulară, uneori cu aspecte cataclastice şi o textură orientată, determinată atît de orientarea micelor, cît şi de dispunerea alternantă a unor pături cuarţo-feldspatice larg şi fin cristalizate.

2.1.3. *Pegmatite şi aplite.* În aria de apariţie a granitoidelor, ca şi în zonele periferice, faciesurile pegmatoide sînt rare. Foarte rar apar filoane bine delimitate, de obicei, apar cuiburi neregulate în apropierea unor zone de deformare. Au fost întîlnite aspecte pegmatoide pe văile Joarza, Bejna, Petroşniţa şi în bazinul văii Cerneţ. Compoziţia pegmatitelor este asemănătoare cu cea a granitoidelor, deosebirea dintre ele fiind dată doar de dimensiunile mult mărite ale mineralelor din pegmatite.

Aplitele, legate genetic de granitoide, apar ceva mai des decît pegmatitele, întîlnindu-se în bazinele văilor Cernetu Mare, Bucoşniţa, Petroşniţa, Joarza, Văideana şi Văcăreaţa. Aplitele apar ca faciesuri microcristaline constituite din cuarţ, feldspaţi, muscovit şi mai rar granat. De remarcat, absenţa aproape totală a biotitului din faciesurile aplitice.

2.2. Granitoide de Slatina Timiş. Cunosc o dezvoltare mult mai redusă decît cele de Buchin—Poiana. Se întîlnesc pe cursul inferior al văii Slatinei, în extremitatea vestică a localităţii Slatina Timiş, pe pîraiele Secaş şi Clocotiş, precum şi pe interfluviile dintre ele.

Compoziţia lor mineralogică este asemănătoare cu a granitoidelor de Buchin—Poiana, deosebindu-se de acestea doar printr-o participare ceva mai mare a biotitului, ceea ce determină prezenţa aproape a unui singur facies şi anume granitoide gnaisice. Faciesul de granitoide masive apare numai în cariera situată în amonte de localitatea Slatina Timiş. Cuarţul se prezintă sub formă de aglomerări sau inclus în feldspaţi. Feldspatul potasic are unghiul axelor optice apropiat de 90°, astfel că semnul său optic este în unele cazuri negativ, în altele pozitiv. Extincţia în planul (001) este asimetrică, specifică microclinului maxim. Se prezintă maclat în grătar. Plagioclazul este frecvent maclat polisintetic şi are un conţinut în An ce variază între 15 şi 27%, cu valori mai frecvente între 21 şi 27% An. Cristalele de plagioclaz uneori sînt alterate, minerale secundare apar sericitul şi caolinul. Biotitul apare în tonuri brun închise pe cînd în paragnaisele vecine este brun roşietic. Ca minerale accesorii apar: epidot, titanit, zircon, hornblendă, apatit, rutil, ilmenit, magnetit şi pirită. De remarcat că, hornblenda are unghiuri 2V mici, apropiate de 0°, pe cînd hornblenda din amfibolite are unghiuri 2V între 50—60°.

2.3. Intercalaţii şi enclave de şisturi cristaline. 2.3.1. *Intercalaţiile de şisturi cristaline* prinse în masa granitoidelor au formă lenticulară şi dimensiuni ce variază foarte mult, cele mai frecvente intercalaţii fiind de ordinul zecilor de metri. De regulă apar în zonele marginale ale corpurilor de granitoide, poziţia foliaţiei lor fiind asemănătoare cu orientarea mineralelor micacee din granitoide. Foarte rar se întîlnesc xenolite centimetrice de şisturi cristaline dispuse discordant şi acestea numai în zonele afectate tectonic. Atît pentru intercalaţii, cît şi pentru xenolite, limitele (contactele) cu granitoidele sînt nete.

Intercalaţiile şi xenolitele sînt constituite din micaşisturi şi paragnaise cu aceeaşi compoziţie mineralogică ca cele din jurul granitoidelor.

2.3.2. *Enclavele omogene* apar ca acumulări de minerale micacee sau cuarţo-feldspatice sub formă de şlire şi skialite. Caracterul de enclave omogene rezultă din afinităţile structurale şi de compoziţie cu rocile granitoide. Cele mai frecvente sînt concentrările de mice, în special biotit, sub formă de şlire (aspect stratiform) dispuse concordant cu direcţia foliaţiei din granitoide. Prezintă lungimi de ordinul metrilor şi chiar mai mari iar grosimi de ordinul centimetrilor. Apar atît ca benzi continui, cît şi ca acumulări lentiliforme intermitente dispuse pe aceeaşi direcţie. Limitele şlirelor sînt relativ nete, cum este cazul în cariera de pe valea Strugu.

Aspectele skialitice ale concentrărilor neregulate de biotit (văile Buchin, Bejna, Petroşniţa) prezintă limite difuze cu o coroană leucocrată.

3. FORMAŢIUNI SEDIMENTARE

3.1. Neogenul. La începutul neogenului, ca efect al mişcărilor stirice noi, unele zone din domeniul Paratethysului central şi inclusiv bazinul Caransebeş—Mehadica sînt invadate de apele mării pannonice, după o lungă perioadă de exondare. Pentru acest din urmă bazin, ale cărui depozite au fost întîlnite la limita nordică şi cea estică a regiunii cercetate de noi, sedimentarea agitată şi aportul intens de material din regiunile exondate, marginale zonei depresionare, cumulată cu o afundare lentă, au dus la acumulări mari de depozite, cu grosimi de ordinul sutelor de metri.

3.1.1. *Tortonianul* apare discordant şi transgresiv, fie peste şisturile cristalofiliene, fie peste granitoidele de Buchin—Poiana şi Slatina Timiş. Este alcătuit dintr-o gamă destul de largă de roci detritice, asociate cu episoade de roci calcaroase organogene, iar în partea bazală se întîlnesc nivele de cărbuni şi de argile montmorillonitice (bentonitice) mai evidente la Rugi şi în peticul de sedimentar de la Poiana.

3.1.2. *Sarmaţianul* se caracterizează prin predominanţa faciesurilor grosiere arenitice faţă de faciesurile pelitice.

3.2. *Cuaternarul.* Apare, atît în cuprinsul bazinului neogen Caransebeş — Mehadica, cît şi de-a lungul pricipalelor văi ale reţelei hidrografice, fiind reprezentat prin terase, şesuri aluviale, pornituri şi conuri de dejecţie.

4. CONSIDERAŢIUNI FINALE

Şisturile cristaline din nord-estul Semenicului s-au format în condiţiile faciesului amfibolitelor (subfaciesurile $B_{2.1}$; $B_{2.2}$; $B_{2.3}$) şi au fost reluate parţial de o orogeneză mai nouă (probabil hercinică), într-un metamorfism regresiv în condiţiile faciesului şisturilor verzi. Ele aparţin seriei de Sebeş — Lotru şi au fost repartizate de noi la patru complexe

de roci cu caractere mineralogice, petrografice şi structurale distincte : complexul inferior al rocilor cuarţo-feldspatice, micacee şi carbonatice, complexul cuarţitelor, complexul rocilor micacee şi complexul superior al rocilor cuarţo-feldspatice, micacee, amfibolitelor şi al formaţiunii manganifere.

Migmatitele din Munţii Semenic sînt rezultatul unor procese esenţial anatectice-metasomatice sindeformaţionale, cu o repartiţie spaţială controlată structural şi cu aspecte texturale variate. Sînt frecvente în primele 3 complexe.

Cele două corpuri de granitoide din regiune, Buchin—Poiana şi Slatina Timiş, prezintă două faciesuri : masive şi gnaisice, datorate remobilizării şi dislocaţiilor tangenţiale pe de o parte, deformării şi recristalizării, pe de altă parte. Relaţiile dintre cele două faciesuri sînt de concordanţă, momentul punerii lor în loc este acelaşi, iar diferenţierile au apărut în timpul consolidării.

CONTRIBUTIONS TO THE KNOWLEDGE OF THE GEOLOGY OF NORTH-EASTERN SEMENIC MASSIF

SUMMARY

The Semenic Massif is placed in the area expanding between the Pannonian basin to the North and West, Caransebeş — Mehadica basin to the east and Bozovici to the south. It represents the inflexion towards the south of the Southern Carpathians.

The geological structure of the Semenic Massif consists of crystalline schists, plutonic rocks and sedimentary layers.

The crystalline schists of the Semenic North-Eastern part belong to the series Sebeş—Lotru, being classified by us into four rock-complexes (see Plate I) with individual mineral, petrographic and structural features. These are the following :

— The lower complex of quartz-feldspar, micaceous and carbonaceous rocks is stratigraphically placed in the basic part of the Sebeş—Lotru series and it develops on the Eastern Slope of the Massif between Buchin village to the North and Teregova to the South, in the form of a strip of various types of paragneisses : with biotite, with biotite and muscovite, sillimanite, kyanite, staurolite, kyanite and almandine, and also micaschists of the same paragenetic types, to which levels of quartz-feldspars, amphibolites, calcareous and crystalline dolomites are added ;

— The quartzite complex is developed between Brebu Nou village and Nemanu summit. It is composed of micaceous quartzites, feldspar quartzites, quartzite schists with muscovite and biotite, and also of micaceous and paragneisses with muscovite and biotite, the last, however, with a lesser frequency ;

— The complex of micaceous rocks is mostly developed in the Semenic area and it is formed of micaschists of various types : with muscovite and biotite, with granates, with kyanite ± staurolite ± granates, with sillimanite to with paragneisses with muscovite and biotite are added, quartz-feldspar gneisses, micaceous quartzites and quartzite

schists, amphibolites, amphibolitic gneisses, schists with biotite and amphiboles;

— The upper complex of the quartz-feldspar and micaceous rocks, of amphibolites and of manganiferous formations is developed in the North-Western part of the Semenic Mountains between the villages Delineşti and Tîrnova. In its composition participate biotitic paragneisses, orthoamphibolites, quartzites and quartzitic schists with biotite, micaschists with muscovite and biotite, silica schists and Mn and Fe carbonates (the manganiferous formation), quartz-feldspar gneisses, micaschists with kyanite, staurolite and granate, and micaschists with granate.

The whole pack of crystalline schists was subject to migmatizing phenomena, which explains the complexes, most frequently occurring however in the 1st and 3rd ones. There are to be found also lodes and lens of pegmatite and more seldom of quartz.

In the region, two plutonic bodies are observable: Buchin—Poiana and Slatina Timiş, both of them made of granites, granodiorites and tonalites. As a function of the presence of mica in the composition of the plutonic bodies, they have either a massive or a gneissic aspect.

The sedimentary formations belong to the Neogene (the Tortonian and Sarmatian layers) and to the Quaternary.

BIBLIOGRAFIE

Atanasiu N. (1976), *Masivul granitoid Ogradena — studiu petrografic şi geochimic*, An. Inst. geol. geofiz., **XLIX.**

Dimitrescu R., Popa G. (1973), *Asupra minereurilor manganifere din zăcămîntul Delineşti*, An. St. Univ. Iaşi, II, **XIX.**

Drăghici C., Hristescu Georgeta, Zbarcea Maria (1967), *Contribuţii la cunoaşterea zăcămîntului de mangan de la Delineşti (Banat)*. S.G.E., 7.

Giuşcă D. (1974), *Petrologia rocilor endogene*, Edit. tehnică, Bucureşti.

Gherasi N. (1937), *Étude géologique et pétrographique dans les Montes Godeanu et Ţarcu*, An. Inst. Geol., **XXVIII.**

Gherasi N., Mureşan M., Lupu M., Stancu Iosefina, Savu H. (1968), *Textul explicativ la harta geologică, scara 1:200 000, foaia Baia de Aramă*, Inst. geol., Bucureşti.

Gridan T., (1972), *Micaşisturile cu cloritoid de la Poiana Finetului (Munţii Semenic)*, D.S. Inst. geol., geofiz., **LIX.**

Hârtopanu I., Hârtopanu Paulina (1976), *Contribuţii la studiul rocilor cu cloritoid din Carpaţii Meridionali Centrali*, D.S. Inst. geol., geofiz., **LXII.**

Miyoshiro A. (1972), *Metamorfism and related magmatism in plate tectonics*, Amer., J. Sci., 272, 629, New York.

Paliuc G. (1937), *Étude géologique et pétrographique du Massif du Parîng et des Munţii Cîmpii (Carpates Meridionales)*, An. Inst. Geol., **XXVIII.**

Savu H. (1970), *Stratigrafia şi izogradele de metamorfism din provincia metamorfică prebaicaliană, din Munţii Semenic*, An. Inst. geol., geofiz. **XXXVIII.**

Savu H., Maier O., Bercia I., Berza T., Hârtopanu I. (1979), *Daslandian Metamorphosed Formations in the South Carpathiens*, Rev. roum. géol. géophys., géogr., géologie, **23**, *2*.

Savu H. (1979), *Pre-Hercynian Granitoids in the South Carpathians*, Rev. roum. géol., Géophys., géogr., géologie, **23**, *2*.

Savul M., Ianovici V. (1958), *Chimismul rocilor cu mangan din Carpaţii Orientali şi Meridionali*, S.C., *3*.

Turner F. J. (1968), *Metamorphic Petrology. Mineralogical and Field Aspect*, Mc. Grow Hill, New York.

Winkler G.F.H. (1967), *Petrogenesis of Metamorphic Rocks* Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

Primit în redacţie
în luna iunie 1979

Academia Republicii Socialiste România

TEMPERATURA DE FORMARE A BARITINELOR DIN ROMÂNIA

DE

VASILE MANILICI, AURELIA DUMITRESCU

Frecvența aparițiilor de baritină pe teritoriul R. S. România, dintre care unele alcătuiesc zăcăminte de importanță industrială, ca și lipsa datelor paleogeotermometrice asupra acestora, ne-a sugerat ideea efectuării de cercetări în acest domeniu. În abordarea problemei se întîmpină greutăți, datorită faptului că majoritatea acumulărilor de baritină prezentîndu-se sub formă de mase granulare compacte, nu se pretează la confecționarea de plăcuțe pentru aplicarea metodei omogenizării. În același timp, numeroasele incluziuni din masa baritinei nu permit aplicarea acestei metode, deoarece plăcuțele obținute prin clivare nu sînt de regulă transparente. Metoda omogenizării a putut fi aplicată numai la studiul baritinei lamelare, transparente din zăcămintele de la Baia Mare.

Încercarea de aplicare a metodei decrepitării n-a permis obținerea unor rezultate concludente, întrucît curbele decrepitometrice se extind pe un interval larg de temperatură, iar maximele acestora care indică decrepitarea în masă a mineralului sînt cuprinse constant între 300 și 360°C. Cum datele de literatură arată că formarea acestui mineral depășește rareori 200°C, valoarea medie corespunzătoare decrepitării în masă apare prea ridicată. În același timp, ținînd seama de faptul că baritina asociată mineralizației polimetalice se numără printre ultimele minerale formate, cristalizarea ei la temperatură de peste 300°C este puțin probabilă.

Punerea la punct a metodei dilatometrice de determinare a temperaturii de cristalizare a mineralelor (O. Bolgiu, V. Manilici, 1976) a creat posibilitatea determinării temperaturii de cristalizare a baritinei granulare, iar faptul că la alte minerale (cuarț și calcit) metoda dilatometrică furnizează date comparabile cu cele obținute prin metoda omogenizării arată posibilitatea stabilirii temperaturii de formare a baritinei prin metoda dilatometrică. Pentru compararea rezultatelor celor trei metode, probele de baritină granular-compactă au fost analizate prin metoda dilatometrică și metoda decrepitometrică, iar cele de baritină lamelară și tabulară prin metoda omogenizării și decrepitometrică.

În cadrul lucrării de față s-au efectuat 55 de determinări de temperatură de cristalizare a unor probe de baritină colectate din 17 localități, datele obținute fiind prezentate în fig. 1—11 și în tabelul nr. 1 și o probă de celestină. Pentru a urmări variația temperaturii de cristalizare a baritinei din corpurile de la Somova și Ostra, probele au fost colectate pe profile transversale pe alungirea acestora, distanța dintre ele variind între 1 și 2 m.

Determinările decrepitometrice s-au efectuat cu masa de încălzire, lucrîndu-se pe probe cu granulație de 0,3—0,5 mm, iar înregistrarea decrepitărilor s-a făcut prin metoda audio-vizuală pe intervale de cîte 10°C.

La probele de baritină de la Somova (1—14), se observă o concordanță între intervalul de cristalizare stabilit dilatometric (fig. 1) și înce-

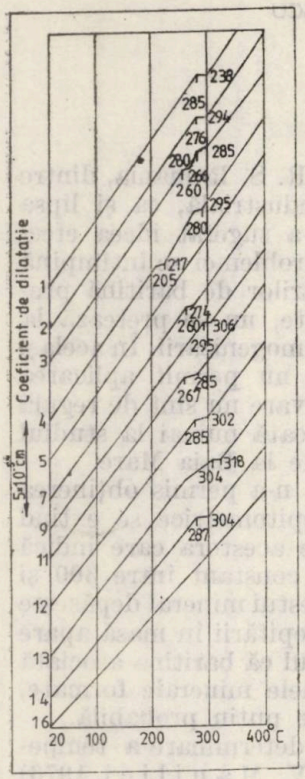


Fig. 1. — Temperaturile de cristalizare ale baritinei din zăcămîntul Somova (nr. 1—14) și Marca (nr. 16), determinate dilatometric.

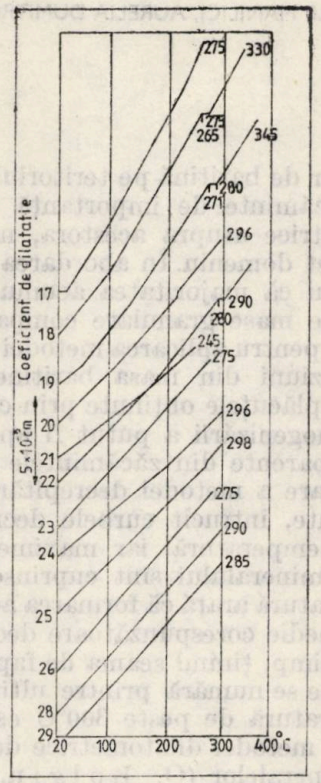


Fig. 2. — Temperaturile de cristalizare ale baritinei de la Ostra, determinate dilatometric.

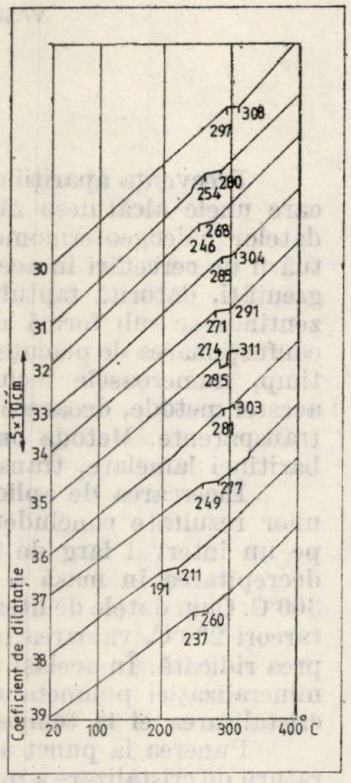


Fig. 3. — Temperaturile de cristalizare ale baritinei de la: Topleț (nr. 30—33), Mehadia (nr. 34), Vf. Sturu (nr, 35, 36), Scărișoara (nr. 37) și Munții Bihorului (nr. 38, 39), determinate dilatometric.

putul decrepitării (fig. 4, 5). Cu excepția probelor 3 și 4 la care se observă două intervale de cristalizare, la celelalte se determină un singur interval. La proba de baritină 3, de la 0,5 m de acoperiș, începutul decrepitării (290°C) se încadrează în intervalul superior de 280— 295°C determinat dilatometric, fără să se observe fenomene de decrepitare corespunzătoare intervalului de 260 — 266°C, în schimb, la proba de baritină 4, colectată de la 2 m de acoperiș, cele două intervale se identifică prin ambele metode.

Curba dilatometrică a probei 5 de baritină, colectată de la 4 m de acoperiș, nu prezintă nici o perturbare pînă la 450°C, ceea ce se confirmă și prin faptul că proba nu decrepită. Aceeași situație se întîlnește și la Marca (16), datorită probabil lipsei de incluziuni bifazice.

Proba de baritină nr. 1 din acoperișul corpului de la Somova a cristalizat la un nivel apropiat de al mineralizației asociate (2), alcătuită din pirită, blendă, galenă, cuarț și baritină, pe cînd baritina din culcuș asociată acelorași sulfuri (13, 14) a cristalizat la o temperatură mai ridicată, depă-

şind 300°C. Calcitul (7) care alcătuieşte umplutura unui filon din zona centrală a corpului de baritină, s-a format în jurul temperaturii de 270°C, inferioară temperaturii de cristalizare a baritinei (8) de la peretele filonului.

Se vede că cea mai mare parte a baritinei de la Somova a cristalizat între 270 şi 320°C, intervalul din jurul temperaturii de 200°C înregistrat la proba 4 corespunzînd unei generaţii tardive.

Spre deosebire de baritina de la Somova, cea de la Ostra (probele 17 (culcuş) — 26 (acoperiş) are o comportare deosebită. După cum se vede din fig. 2, la 9 din cele 12 probe analizate dilatometric, curbele corespunzătoare sînt întrerupte sub 300°C şi numai trei (18, 19, colectate de la 12, respectiv 16 m de culcuş, inclusiv 22 de la 6 m de acoperiş) prezintă un interval de cristalizare. După răcire, probele : 17, 20, 21 şi 23—26 erau totdeauna separate sau chiar pulverizate, datorită numărului mare de incluziuni care prin decrepitare produceau distrugerea probei, respectiv întreruperea curbei de dilataţie. Comparînd temperatura de întrerupere a curbei dilatometrice cu cea care indică începutul decrepitării granulelor de baritină (fig. 6, 7) se constată că întreruperea se realizează la acelaşi nivel, fie la un nivel apropiat cu diferenţe de ± 5—15°C. La cele trei probe la care s-a reuşit determinarea intervalului de cristalizare, ca şi la probele de la Somova, începutul decrepitării se încadrează între limitele de temperatură stabilite dilatometric. Cu toate că încălzirea probelor a continuat pînă la 450°C, cele trei probe s-au spart şi ele la circa 55 — 65°C deasupra intervalului de cristalizare. Această comportare este datorită, probabil, tot conţinutului ridicat de incluziuni bifazice, ceva mai scăzut în comparaţie cu al celor la care curba a fost întreruptă.

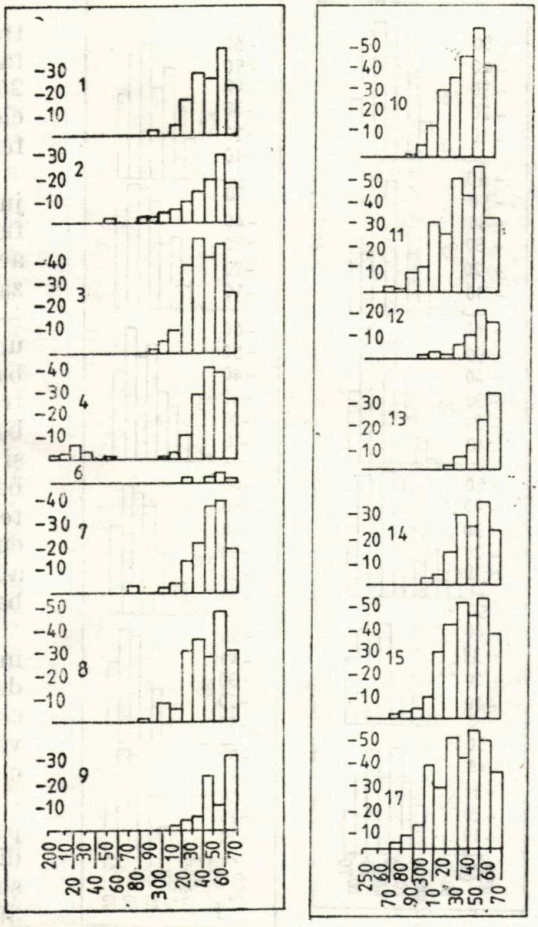


Fig. 4 şi 5 (nr. 10—14). — Temperaturile de cristalizare ale baritinei de la Somova, determinate prin metoda decrepitării.
Fig. 5. — Temperaturile de cristalizare ale baritinei de la Marca (nr. 15) şi Ostra (nr. 17), determinate prin metoda decrepitării.

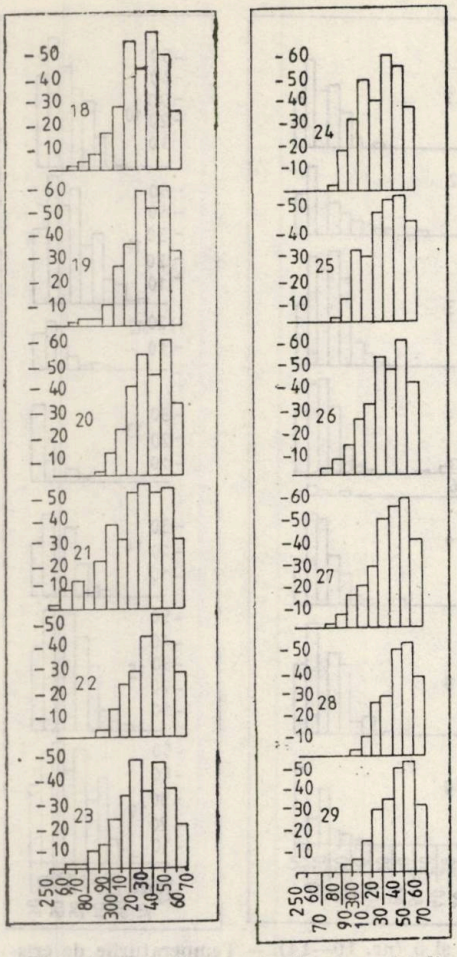


Fig. 6, 7. — Temperaturile de cristalizare ale baritinei şi viteritului de la Ostra, determinate prin metoda decrepitării.

Witheritul (21) din zona centrală a corpului de baritină a cristalizat la temperatura de 245 — 250°C, inferioară acesteia; coeficientul său de dilataţie este inferior baritinei.

Baritizarea gnaisului înconjurător, inclusiv depunerea sulfurilor asociate (24, 25, 26) din acoperişul zăcămîntului s-a realizat în jurul temperaturii de 275 — 298°C. Proba 24, reprezentînd un gnais în stadiul incipient de baritizare, se caracterizează printr-un coeficient de dilataţie inferior baritinei, respectiv al probelor 25 şi 26 cu un stadiu mai avansat de baritizare. Probele din extremitatea sudică a zăcămîntului 27 (culcuş), 28 (centru) şi 29 (acoperiş) au cristalizat la nivelul gnaiselor baritizate, respectiv al sulfurilor.

Atît la baritina de la Somova, cît şi la cea de la Ostra, decrepitarea în masă se realizează constant între 300 şi 360°C, intervalul în care dilatometric nu s-au obţinut date.

La baritina granular-compactă de la Topleţ (30—33), Mehadia (34), Vf. Sturu (35—36), Scărişoara (37) şi Munţii Bihorului (38, 39), cu aspect asemănător celei de la Somova şi Ostra, se prezintă dilatometric cîte un singur interval de cristalizare (fig. 3), în care se încadrează şi începutul decrepitării (fig. 8). La nici una din aceste probe decrepitarea în masă a baritinei nu-şi are corespondent pe curba dilatometrică, cu toate că încălzirea s-a continuat pînă la 450°C, situaţie întîlnită şi la baritina de la Somova. Temperatura cea mai joasă de cristalizare a fost înregistrată la probele de pe Valea Vacii (38) din Munţii Bihorului (fig. 3, 9).

Proba de la Bocşa Montană (40) a avut o comportare asemănătoare cu a baritinei de la Ostra, prezentînd o primă decrepitare 274°C, cea de-a doua la 285°C şi cea de-a treia la 311°C, determinînd o sfărîmare a probei, ceea ce a împiedicat înregistrarea în continuare.

Din zăcămintele de la Baia Mare au fost examinate probe de baritină lamelară de pe filonul principal de la Baia Sprie (41 — 44), Cavnic (45, 46, 47), Nistru (48, 49, 50), Băiuţ (51, 52) şi Văratec (53, 54), la care s-a aplicat metoda omogenizării (tabelul nr. 1), combinată cu metoda

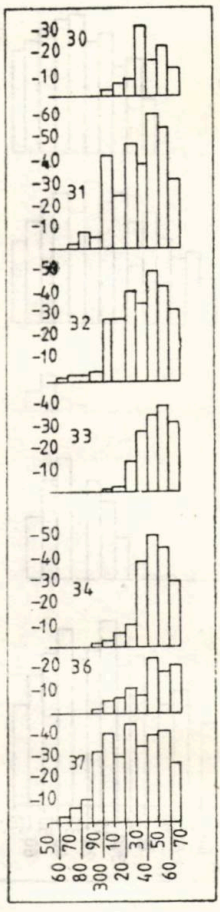


Fig. 8. — Temperaturile de cristalizare ale baritinei de la : Topleţ (nr. 30—33), Mehadia (nr. 34), Vf. Sturu (nr. 35, 36), Scărişoara (nr. 37), determinate prin metoda decrepitării.

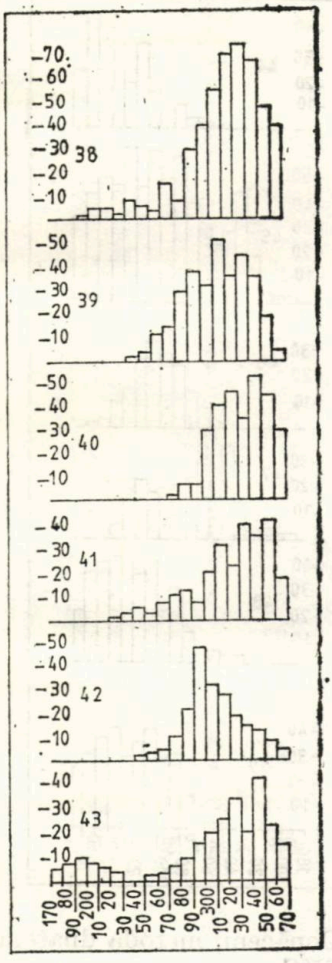


Fig. 9. — Temperaturile de cristalizare ale baritinei din : Munţii Bihorului (nr. 38, 39), Bocşa Montana (nr. 40) şi Baia Sprie (nr. 41—43), determinate prin metoda decrepitării.

decrepitării (fig. 10, 11). Cu excepţia probei 43 de la Baia Sprie, la care atît prin metoda omogenizării, cît şi decrepitometric se identifică două generaţii de baritină ; cea de-a doua continuînd să crească pe cristalele primei generaţii, la toate celelalte se determină un singur interval de cristalizare.

La majoritatea probelor, începutul decrepitării se realizează în cadrul intervalului de temperatură determinat prin metoda omogenizării. Numai la două din probele de la Cavnic (46, 47), începutul decrepitării are loc sub limita inferioară a intervalului determinat prin metoda omogenizării. Prin metoda omogenizării, nu s-a găsit la nici una din probele analizate un interval de temperatură corespunzător decrepitării în masă a mineralului.

Baritina de pe Valea Hîrsanului (afluent al Bîrsei Groşetului), începutul decrepitării se realizează la 280°C, iar pentru celestina de la

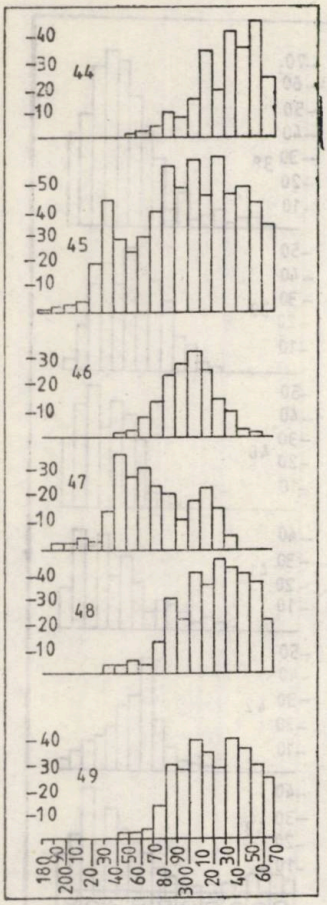


Fig. 10. — Temperaturile de cristalizare ale baritinei de la : Baia Sprie (nr. 44), Cavnic (45 — 47) şi Nistru (nr. 48, 49), determinate prin metoda decrepitării.

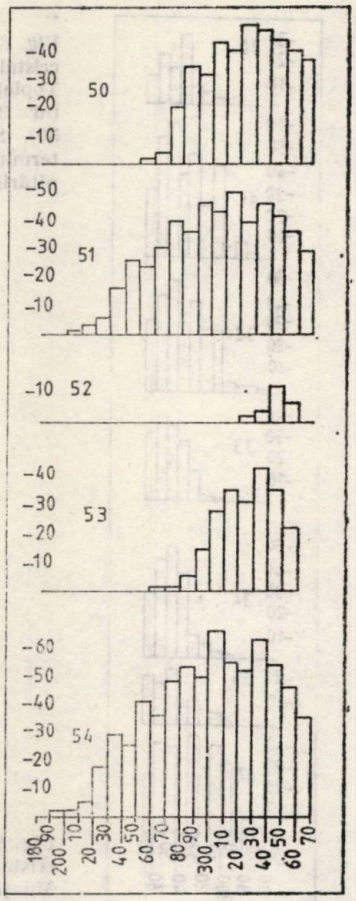


Fig. 11. — Temperaturile de cristalizare ale baritinei de la : Nistru (nr. 50), Băiuţ (nr. 51, 52) şi Văratec (nr. 53, 54), determinate prin metoda decrepitării.

Copăceni, metoda dilatometrică indică o temperatură de formare de 77—85°C.

La o singură probă (44), s-a reuşit să se aplice toate cele trei metode. Se vede că media aritmetică a temperaturii de cristalizare, determinată prin metoda omogenizării, se încadrează în intervalul determinat dilatometric, începutul decrepitării situîndu-se la limita inferioară a acestui interval.

Concluzii. Datele prezentate confirmă posibilitatea determinării temperaturii de cristalizare a baritinei sub diferite forme de agregare. Metoda dilatometrică asociată cu cea decrepitometrică permite stabilirea temperaturii de formare a baritinei granulare, iar cea a omogenizării combinată cu cea decrepitometrică a baritinei lamelare. Întrucît metoda dilatometrică şi cea a omogenizării furnizează date comparabile, rezultă posibilitatea stabilirii temperaturii de formare prin aplicarea uneia din ele.

În cazul baritinei, numai începutul decrepitării coincide cu rezultatele dilatometrice şi cele obţinute prin metoda omogenizării. La nici una din probele de baritină analizate, nu s-a găsit o corespondenţă între

datele decrepitării în masă şi cele obţinute prin celelalte metode, ceea ce arată că decrepitarea în masă nu are o semnificaţie geotermometrică. Explicaţia constă în faptul că numai incluziunile de la partea periferică a granulelor decrepită la temperatura corespunzătoare celei de cristalizare, iar cele din interiorul granulelor decrepită la temperaturi cu atît mai

Tabelul nr. 1

Temperatura de cristalizare a baritinei, determinată prin metodele dilatomerică, decrepitării şi omogenizării

Nr. crt.	Proveniența probei	Temperatura °C determinată		
		dilatometric	decrepitometric	omogenizare
	Baia Sprie			
41.	fil. princip. oriz. IV	—	220	228
42.	fil. princip. oriz. X	—	240	251
43.	fil. princip. oriz. XIV	—	170 — 230	185
44.	fil. princip. XIV	251 — 263	260	294
			250	255
	Cavnic		260	294
45.	oriz. sup.	—	180	191
46.	fil. Urban or. + 50	—	240	258
47.	fil. Gutii or. —200	—	190	200
	Nistru			
48.	fil. 171 or. 4	—	230	236
49.	fil. 60 or. 2	—	240	260
50.	fil. 60 or. 5	—	250	267
	Băiuţ			
51.	fil. Robu or. + 120	—	200	212
52.	fil. Robu or. — 60	—	320	342
	Văratec			
53.	fil. Ion —175	—	260	288
54.	fil. Ion —175	—	190	187

ridicate cu cît distanţa de peretele granulei este mai mare, datorită presiunii mai mari necesare pentru spargerea granulei.

Temperatura de formare a baritinei din probele examinate oscilează între 170 şi 320°C, iar analiza probelor de la Baia Sprie, Cavnic, Nistru şi Băiuţ indică variaţia temperaturii de formare cu adîncimea. Avînd în vedere că baritina de la Ostra, Somova, Cîşla, Topleţ şi Mehadia prezintă temperaturi de cristalizare superioare celor din orizonturile inferioare de la Baia Sprie, Nistru şi Băiuţ, rezultă că formarea lor a avut loc la nivele mai adînci decît mineralizaţia de la orizonturile respective. În comparaţie cu baritina din Ucraina Transcarpatică, care după L a z a r e n c o şi colab., (1963) s-a format între 60 şi 180°C şi, cea din regiunea Baikalului, care după D o r o t e n c o (1966) a cristalizat între 115 şi 165°C, temperatura de formare a baritinei din majoritatea ivirilor de pe teritoriul ţării noastre este mai ridicată.

Lipsa unor perturbaţii pe curba dilatometrică a probelor 5 şi 16, inclusiv decrepitarea slabă a probei 6, pot fi explicate prin absenţa,

respectiv prin cantitatea redusă de incluziuni bifazice din masa baritinei şi dimensiunile reduse ale acestora, pe cînd spargerea probelor dilatometrice de la Ostra poate fi explicată prin abundenţa şi mărimea incluziunilor bifazice.

Probele de la Ostra se cracterizează şi printr-o putere de decrepitare mai mare. Explicaţia acestor situaţii trebuie căutată în condiţiile locale de cristalizare, absenţa, respectiv abundenţa incluziunilor din mineralul în cauză, fiind legată de condiţiile de cristalizare, îndeosebi de viteza de creştere a cristalelor, concentraţia soluţiilor, regimul de răcire al acestora ş. a.

FORMATION TEMPERATURE OF ROMANIAN BARYTINES

SUMMARY

In order to establish the formation temperature of grainy barytine, the authors used the dilatometric method (Bolgiu—Manilici, 1976) and decrepitation method, the homogenization method being excluded. In the case of lamelar barytine crystals of the Baia Mare ore deposits, homogenization and decrepitometric methods were used.

The barytine samples of Somova (no. 1 — 14) point to a conformity between dilatometric results (Fig. 1) and the beginning of decrepitation (Figs 4 and 5). Sample no. 5 of this ore deposit shows no perturbation on the dilatometric curve up to the temperature of 400°C, a fact also proved by the absence of decrepitation. The barytine of the ore's overlying bed (no. 1) crystallized at the same level with its associated polymetallic sulphides (no. 2), while the barytine of the ore's bed (nos 13, 14) crystallized at a higher temperature. The calcite (no. 7) of the central zone of the ore deposit crystallized round the temperature of 270°C.

The barytine samples of the Ostra ore deposit, Suceava county (nos 17—26), decrepitated while being heated below 300°C (Fig. 2). The crystallization interval has only been established for three of the twelve samples analysed (nos 18, 19 and 22). The decrepitometric method proves that the decrepitation of the respective samples (Figs 6, 7) starts at a temperature quite close to the one obtained by dilatometry. This behaviour of Ostra barytine is due to the high frequency of biphase inclusions as compared to the Somova one. The viterite (no. 21) of the central zone of Ostra ore deposit crystallized at a lower temperature than barytine (245—250°C). Barytization of gneisses took place at 275° and 300°C approximately.

The lowest crystallization temperature was registered for the compact, grainy barytine on the Valea Vacii Valley (no. 38, Figs 3 and 9) of the Bihor Mountains.

In the case of lamellar barytine from Baia Sprie (nos 41—44), Cavnic (nos 45—47), Nistru (nos 53, 54), Băiuţ (nos 51, 52) and Văratec (nos 53, 54), the homogenization (Table 1) and decrepitometric (Figs 10, 11)

methods were used. In these cases it is obvious that decrepitation starts at a level close to the temperature mean determined by homogenization. It is in the case of a single sample (no. 44) that we succeeded in applying the three methods, which pointed to the fact that the beginning of decrepitation coincides with the data obtained by dilatometry and homogenization.

Table 1 shows that the crystallization temperature of barytine increases, generally, with depth. The Copăceni celestine, Cluj county, crystallized between 77° and 85°C.

BIBLIOGRAFIE

Bolgiu O., Manilici V. (1976), *Aplicarea metodei dilatometrice la determinarea temperaturii de cristalizare a mineralelor şi rocilor*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, **21.**

Dorotenco Iu. P. (1966), *Cristalo-morfologhiceschie osobenosti i temperatura obrazovania barita fliuoritovih mestorojdenia vostocinoho Zabaicala*, Mineral. Zborn. **20,** *3*, Moscova.

Ianovici V., Giuşcă D., Stiopol Victoria, Bacalu V. (1957), *Studiul mineralizaţiilor din zăcămintele de baritină şi sulfuri metalice din regiunea Somova*, Anal. Univ. Buc.

Lazarenco E. K., Lazarenco E. A., Barîşmicov E. K., Malîghina O. A. (1963), *Mineraloghia Zacarpatia*, Izd. Lvovscoho Univ. Lvov.

Manilici V., Dumitrescu Aurelia (1978), *Temperatura proceselor de metamorfism hidrotermal*, St. cerc. geol. geofiz., geogr., Geologie, **23.**

Pitulea Gh., Tănăsescu Fl., Mînzăraru Lidia (1963), *Asupra prezenţei witheritului în zăcămîntul de baritină de la Ostra*, St. cerc. geol. geofiz., geogr., Geologie, **VIII,** *3*.

Pitulea Gh., Gurău A., Tănăsescu Fl. (1965), *Studiul microtectonic al zăcămîntului de baritină de la Ostra*, D.S. Com. Geol., **LI/I.**

Pomîrleanu V. (1975), *Decrepitometria şi aplicaţiile ei în prospectarea zăcămintelor de minereuri*, Ed. tehnică, Bucureşti.

Rădulescu D., Dimitrescu R. (1966), *Mineralogia topografică a României*, Edit. Academiei, Bucureşti.

Tănăsescu Fl., Pitulea Gh. (1962), *Consideraţiuni asupra mineralizaţiilor de baritină de la Ostra*, Rev. Minelor, **XIII,** *6*.

Institutul politehnic Bucureşti

Primit în redacţie
în luna iunie 1979

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA ZEOLIȚILOR ȘI EPIDOTULUI HIDROTERMAL DIN PARTEA DE NORD-VEST A MUNȚILOR ȚIBLEȘ (JUD. MARAMUREȘ)

DE

VERA CIOROIANU, NICOLAE POP

INTRODUCERE

Activitatea eruptivă neogenă a creat în zona Munților Țibleș o serie de corpuri intrusive de dimensiuni, forme, constituție petrografică și vîrste diferite (fig. 1) (L. Pavelescu, 1953, O. Edelstein și colab., 1973 [1]). Asociate activității eruptive se dezvoltă și o puternică aureolă de contact termic (corneene cu feldspat, biotit, flogopit, diopsid, cordierit, epidot) și relativ extinse zone de turmalizare ce afectează toate petrotipurile (L. Pavelescu, 1953; O. Edelstein și colab., 1973; V. Stiopol, 1962). În puncte disperse sînt prezente produse ale pirometasomatozei (skarne cu flogopit, diopsid, forsterit, tremolit-pargasit, zoizit etc.).

Rocile eruptive au fost afectate de procese de autometamorfism și de alterație hidrotermală (propilitizare, argilizare, silicifiere, cloritizare, adularizare). Acitivității hidrotermale îi sînt asociate concentrații filoniene de sulfuri complexe. Secvențele hidrotermale mai tardive depun în goluri carbonați, cuarț, epidot, minerale zeolitice și argiloase, marcasită și hematit.

În cîteva geode de pe fracturi din rocile monzodioritice interceptate de galeria magistrală 4 Arcer (fig. 1) la circa 850 m pe verticală față de suprafață, au fost întîlnite parageneze de zeoliți și epidot hidrotermal ($\pm$ calcit, marcasită, cuarț, hematit).

Rocile din jur, cu mineralele feromagneziene parțial ori total transformate în uralit, biotit verde, penin, clinoclor, epidot, au caracteristică larga dezvoltare a structurilor grafice între cuarț și feldspat sodo-potasic, localizate la marginea fenocristalelor de plagioclazi.

Eșantioanele investigate sînt constituite din minerale dezvoltate în cristale bine individualizate, cu dimensiuni de 1—2 cm și raporturi spațiale clare.

În lucrarea de față ne-am propus :

a) determinarea și caracterizarea mineralogică complexă a mineralelor zeolitice și a epidotului cu care se asociază ;

b) deducerea semnificațiilor genetice și încadrarea paragenezei în linia evolutivă a proceselor geologice ce s-au desfășurat în sector.

---

[1] Edelstein I., Cojocea C., Weiss G., Pop N., Istvan D., Ronai E. (1973), Raport geologic, Arhiva IPEG Maramureș, Baia Mare.

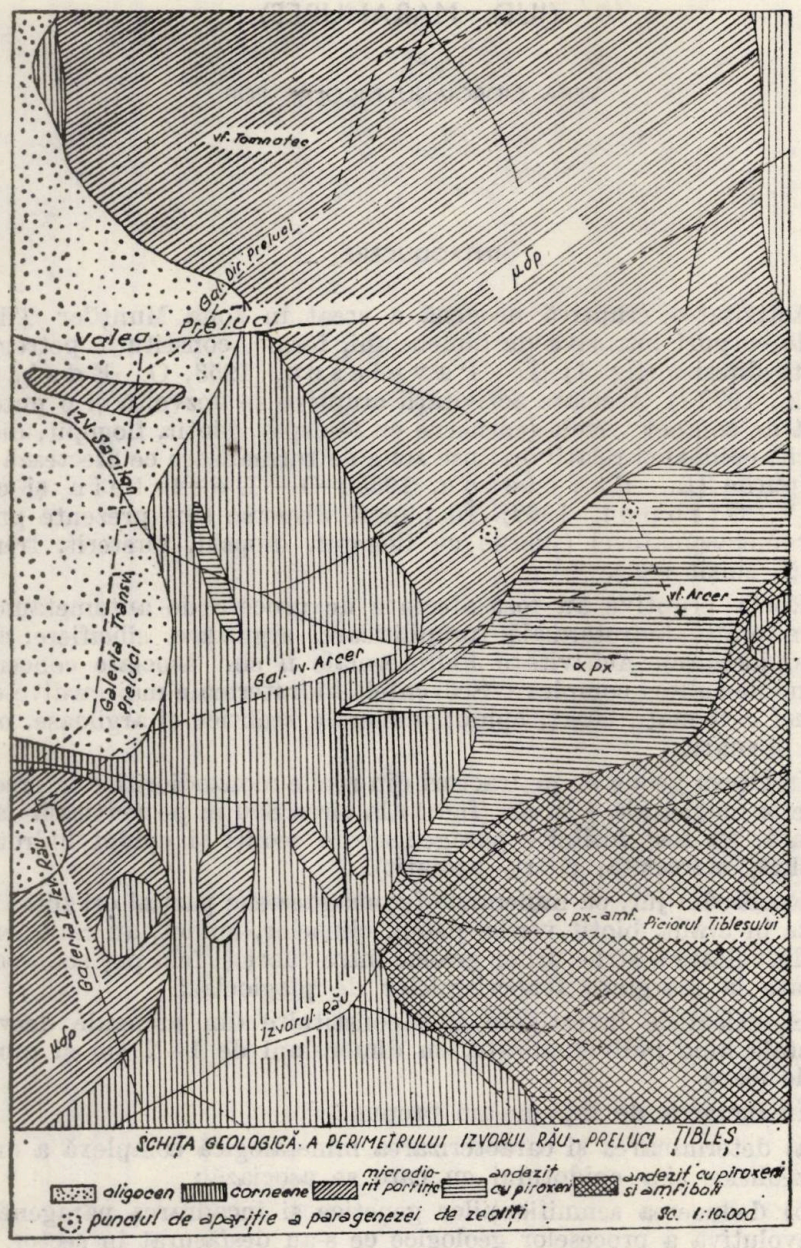


Fig. 1. — Schița geologică a perimetrului Izvorul Rău — Preluci, Munții Tibleș.

CARACTERIZAREA MINERALELOR CE COMPUN PARAGENEZA

Probe monominerale au fost analizate optic, în raze X, termic, în infraroșu și spectral. Investigațiile mineralogice au pus în evidență prezența chabazitului, stilbitului, laumontitului, epidotului, cuarțului și calcitului, iar dintre mineralele metalice a marcasitei și hematitului. În continuare prezentăm în detaliu doar primele patru minerale care dau nota caracteristică paragenezei.

Chabazitul este primul zeolit depus și se dezvoltă în cristale tabulare, maclate sau romboedrice-pseudocubice, incolore, transparente cu luciu sticlos de dimensiuni pînă la 1,5 cm (pl., foto 3). O generație mai nouă de chabazit s-a depus mai ales sub formă de cristale romboedrice-pseudocubice de 2—3 mm, frecvent maclate prin întrepătrundere după (0001) pe cristale mai vechi și în general mai mari.

În secțiuni subțiri este incolor cu refringența foarte scăzută. Urme de clivaj sînt vizibile. Birefringența este scăzută în culori de polarizație gri închis. Prezintă numeroase anomalii optice, datorate probabil grupelor de elemente triclinice sau monoclinice din constituția romboedrilor. Alungire negativă (uneori pozitivă).

Caracteristice sînt și maclele frecvente (după 0001). În lumină convergentă este uniax negativ (uneori pozitiv). Anomal este biax, cu unghiul $2V = 10 - 25°$.

Spectrul de difracție este caracterizat de reflexele pe planele (101) d = 9,40 kx, (211) d = 4,322 kx, (104) d = 3, 5869 kx și de dubletul de peakuri datorat fețelor (401) d = 2,930 kx și (214) d = 2,889 kx. În acord cu E. Passaglia (1970) poziția, numărul și intensitatea reflexelor sînt în directă legătură cu dimensiunile celulei elementare, raportul Si/Si + + Al + Fe și conținutul de cation schimbabil. Poziția peakurilor și intensitățile lor relative sugerează prezența unui chabazit bogat în calciu și ceva sodiu. Roentgenostructural este asemănător chabazitului de la Jefferson—Colorado și celui de la Col del Sares (Val di Fassa, Italia) descris de E. Passaglia (1970).

Spectrul de absorbție în IR prezintă în domeniul 400—700 cm^{-1} patru peakuri relativ slabe dar evidente. În regiunea 850 — 1 250 cm^{-1} se individualizează un peak puternic cu valoarea maximă la 1 030 cm^{-1} și o inflexiune evidentă la 1 140 cm^{-1}. Prin poziția apexului 1 030 cm^{-1} absorbția este atribuitivă vibrațiilor legăturilor (Si—O) — Al^{IV}, pentru care sînt caracteristice benzile de absorbție în regiunea spectrală 980—1 055 cm^{-1} (I. G. Pliusnina, 1977). O altă bandă intensă este cea din regiunea 3 200—3 700 cm^{-1} cu un maxim în boltă, centrat pe valoarea aproximativ de 3 450 cm^{-1}. Absorbția este datorată vibrației moleculelor de apă.

Curbele DTA și TG prezintă efecte termice evidente. Curba DTA prezintă un puternic efect endoterm în domeniul de temperatură de 40 — 420°C, cu minimum la 220°C. Efectul simetric cu o slabă inflexiune pe ramura indescendentă la 160°C, este datorat pierderii apei zeolitice, ce se realizează regulat și uniform. Comportarea este caracteristică chabazitelor bogate în calciu (E. Passaglia, 1970). Un alt efect endoterm, slab dar evident, este înregistrat la 480°C. La 840°C curba DTA prezintă un puternic și ascuțit efect exoterm. În acord cu E. Donath

(1974), prezența acestuia este o dovadă a conținutului redus de cation monovalenți și a unei valori a rației Si/Si + Al + Fe > 0,65. Efectul este cauzat de colapsul rețelei cristaline. Pierderea totală în greutate, calculată pe baza curbei TG, este de 22,1%. Prin comportamentul termic, chabazitul din această parageneză este asemănător celui descris de E. D o n a t h (1974) la Szob și Dunabogdany (Ungaria) și celui descris de Lazarenko în Transcarpatia.

Stilbitul s-a depus sincron sau ulterior chabazitului în cristale prismatice-monoclinice, alungite după axul C, și aplatizate după (010) bine individualizate (0,5 — 1 cm) sau grupate în snopi radiari (pl. I, II, foto 2—4). Cristalele de stilbit sînt transparente, incolore, cu luciu sticlos. Frecvent conțin ca incluziuni foarte fine ace de epidot.

În secțiuni subțiri este incolor, cu refringență scăzută dar ceva mai ridicată ca a chabazitului. Clivajul este perfect. În lumină polarizată prezintă o birefrigență scăzută alb-cenușiu-galben de ordinul I. Alungirea determinată după clivajul longitudinal (010) este negativă, iar unghiul de extincție 5 — 10°. Frecvent prezintă macle cvadruple. În lumină convergentă este biax negativ cu unghiul 2V = 35 — 43°.

Analize roentgenodifractometrice au fost executate pe cristale prismatice aplatizate și pe cristale grupate în snopi radiari. Difractogramele

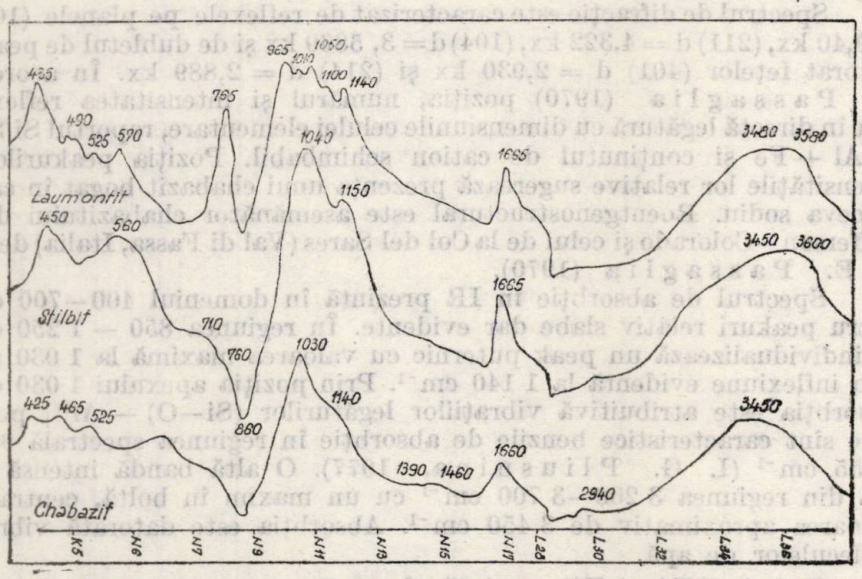


Fig. 2. — Spectrogramele de absorbție în IR ale zeoliților din Țibleș.

obținute sînt identice pentru cele două moduri de prezentare. Roentgenostructural este caracterizat de reflexele pe planele (110) d = 9,205 kx, (041) d = 4,058 kx, (152) d = 3,035 kx.

Spectrele de absorbție în IR a celor două preparate sînt aproape identice (fig. 2). Față de datele prezentate în literatură se remarcă pre-

zența în domeniul 800 — 900 cm^{-1} a două benzi slabe dar evidente. Prezența peakurilor de 860 cm^{-1} și 885 cm^{-1} poate fi datorată impurităților de epidot. Banda de absorbție a grupării H—O—H se prezintă sub forma unui clopot destul de larg cu maximul cuprins între 3 450 și 3 600 cm^{-1}. Absorbția din domeniul 950 — 1 055 cm^{-1}, foarte pregnantă, este datorată vibrației grupărilor (Si—O)— Al^{IV}. În domeniul 400 — 600 cm^{-1} sînt prezente două benzi (450, 560 cm^{-1}) datorate vibrației grupărilor O—Si—O.

Comportamentul termic al celor două probe indică unele deosebiri, mai ales în alura curbei DTA. Pentru ambele probe, se înregistrează un prim efect endoterm, în intervalul 140 — 320°C, care la stilbitul prismatic este mai larg și mai pronunțat, cu o inflexiune evidentă pe ramura ascendentă la 260°C. Poziția minimului este diferită, mai mică, la 185°C, pentru stilbitul radiar, față de 210°C, la stilbitul prismatic. Efectul este datorat pierderii regulate și uniforme a apei zeolitice, care se realizează mai ușor în cazul stilbitului în snopi radiari (K o i z u m i, 1959 ; M a s o n și G r e e n b e r g, 1954, vezi D e e r și colab., 1965). La temperatura de 470°C apare un efect endoterm mult mai evident la stilbitul prismatic, datorat probabil și oxidării impurităților de marcasită. La 920°C este prezent un foarte slab efect endoterm, iar la circa 1 000°C se înregistrează un început de efect exotermic, cauzat de distrugerea rețelei cristaline. Aceste din urmă efecte nu sînt prezente la stilbitul radiar. Diferențele menționate pot fi cauzate de cantitatea mult mai redusă de probă analizată în cazul stilbitului fibroradiar.

Laumontitul este zeolitul care predomină cantitativ. Se dezvoltă în cristale prismatice individuale ori grupate în agregate radiare, de culoare albă, cu luciu sidefos, atingînd dimensiuni de 1 — 1,5 cm. Cristalele ca și agregatele sînt puternic friabile.

În secțiuni subțiri este incolor, cu refringență slabă însă cert mai ridicată ca a chabazitului și a stilbitului. Prezintă clivaj perfect după două direcții (110) și (010) ce se intersectează cvasirectangular (92 — 96). Birefrigența este alb-galben pal de ordinul I. În cazul secțiunilor alungite, unghiul de extincție este cuprins între 25 — 30[3] ($\gamma \lambda c$). Alungirea este pozitivă. Maclele sînt frecvente după (100). În lumină convergentă este biax cu unghiul $2V = 30°$.

Principalele reflexe difractometrice sînt datorate planelor cu $d =$ 9,46 kx, $d = 6{,}81$ kx, $d = 4{,}695$ kx, $d = 4{,}136$ kx, $d = 3{,}023$ kx. Față de datele prezentate de K a l e y și M a n s o n (vezi Deer și colab., 1965) se remarcă unele neconcordanțe în privința intensității reflexelor de 4,695 kx, 3,468 kx și 3,023 kx. Creșterea intensităților poate fi datorată și prezenței calcitului sub formă de impurități rezultînd un cumul de reflexe.

Spectrograma și spectrul de absorbție IR (fig. 2) se deosebesc net de ale celorlalți zeoliți descriși. În domeniul 435—570 cm^{-1} se individualizează patru benzi de absorbție, datorate vibrației grupărilor O—Si—O și/sau O—Si(Al)—O. Caracteristică este apariția benzii de absorbție de 765 cm^{-1} ca și banda de absorbție din domeniul 965—1 140 cm^{-1}, mult mai complicată decît a celorlalți zeoliți. Este domeniul de vibrație a grupărilor (Si—O) — A^{IV}l, (980 — 1 055 cm^{-1}), (Si—O)—Si(1 070—1 180 cm^{-1}),

(13, 15). Domeniul de absorbţie datorat vibraţiei grupărilor H—O—H se prezintă ca o bandă în clopot cu maximul aplatizat între 3 480 şi 3 580 cm^{-1}.

Comportamentul termic al laumonitului evidenţiat pe derivatogramă este şi el deosebit de al celorlalţi zeoliţi. În acest caz, curba DTA şi DTG înregistrează mai multe efecte endo- şi exoterme ce alternează (140°, 190°, 280°, 380°, 423 — 550°C), însoţite de o pierdere în greutate de 10%. Efectele sînt datorate pierderii neuniforme, în trepte, a apei zeolitice. La 880°C are loc pierderea ultimelor cantităţi de apă. Pierderea totală în greutate este de 14,7%.

Epidotul este prezent sub formă de cristale prismatice subţiri ce formează o pîslă aproape continuă pe pereţii geodei, sau filonaşe în pieptene ce uneori pătrund şi în roca subjacentă. Cristalele aciculare au culoare verde de muşchi, perfect transparente şi pot atinge o lungime de pînă la 1 cm. Epidotul s-a depus anterior şi sincron cu zeoliţii, în care uneori este prezent ca incluziuni aciculare. Pe capetele cristalelor de epidot se găsesc depuneri peliculare de marcasită şi hematit.

În secţiuni subţiri este prezent în cristale alungite sau în agregate neregulate. Are refrigenţă ridicată, este colorat în tonuri gălbui-verzui, pleocroism vizibil dar nu puternic. Birefringenţa se prezintă în culori vii pentru acelaşi cristal. Secţiunile alungite au unghiul de extincţie $\gamma \lambda a = 26°$. În lumina convergentă este biax negativ cu unghiul 2V variabil între 70—80°.

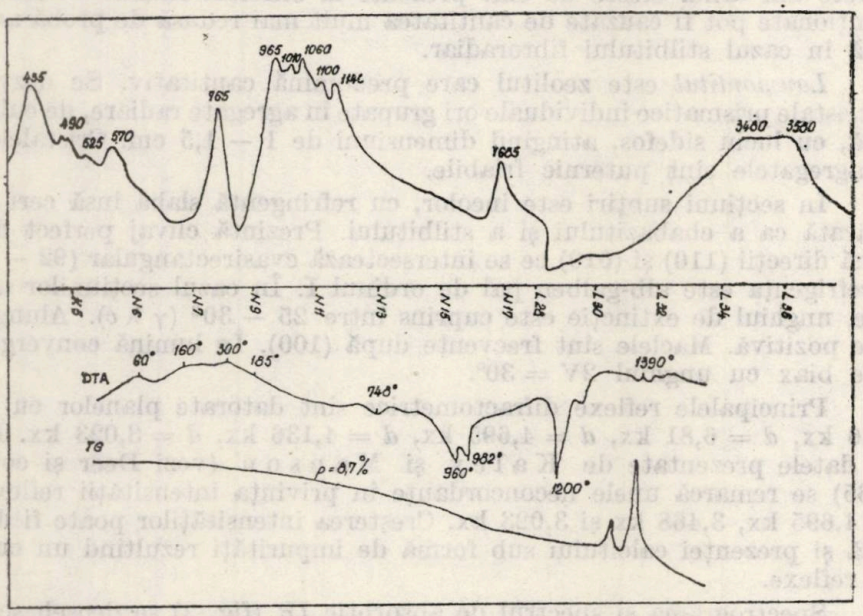


Fig. 3. — Spectrograma de absorbţie în IR şi curbele termice ale epidotului.

Valorile observate ale spectrului de difracţie, comparativ cu datele din literatură, prezintă o bună corespondenţă. Principalele reflexe sînt: $d = 2{,}901$ kx, $d = 2{,}818$ kx, $d = 2{,}678$ kx, $d = 2{,}529$ kx, $d = 1{,}639$ kx.

Spectrul de absorbţie în IR este redat în fig. 3. Comparativ cu datele din literatură se remarcă o concordanţă foarte bună. În cazul

epidotului de la Țibleș apar cîteva benzi de absorbție suplimentare în domeniul 1 400 — 1 700 cm^{-1} și o bandă de absorbție cu numărul de undă de 2 940 cm^{-1}.

Comportamentul termic a fost studiat printr-o încălzire programată pînă la 1 500°C. Curba DTA începe printr-un efect exoterm în clopot în domeniul 160 — 300°C, revenindu-se apoi la linia de bază. Efectul este datorat oxidării impurităților de marcasită și hematit. La 748°C se înregistrează un prim efect endoterm cu pierderi reduse de greutate (2,1%), datorat începerii pierderii de grupări OH^-. În intervalul 875 — 1 020°C se înregistrează un efect endoterm cu două minime evidente la 960 — 982°C. Acestui efect i se asociază o pierdere în greutate de 4,58%. Un alt efect endoterm pronunțat se dezvoltă la 1 200°C. Korjinski, citat de R. C. Mackenzie (1970), arată că poziția peakurilor endoterme este funcție de conținutul în aluminiu și fier al epidotului. Pentru epidotul bogat în Al, peakurile endoterme sînt localizate la 960°C și 1 200°C, iar pentru epidotul bogat în fier la 985°C, respectiv 1 220°C. În acord cu cele prezentate se poate presupune că epidotul analizat face parte dintre termenii aluminoși dar cu un conținut destul de ridicat de fier. În intervalul 1 320 — 1 410°C curbele termice înregistrează un efect datorat reacțiilor dintre probă și creuzet și acțiunii lor asupra termocuplului.

UNELE INFORMAȚII ASUPRA CHIMISMULUI

Date directe asupra chimismului nu au putut fi obținute din cauza cantităților reduse de probă avute la dispoziție. S-au executat analize spectrale pentru dozarea semicantitativă a microelementelor.

Pentru toate probele analizele indică lipsa Ba, Be, As, Li, Se, Cd, Cr, Hg, V, Sb, Te.

Este notabilă capacitatea ridicată a laumonitului de reținere a elementelor minore, explicabilă prin gradul său mai ridicat de afînare, rolul discontinuităților mecanice în absorbția elementelor urmă fiind demonstrat (J. Goni, 1966). În laumonitit au fost puse în evidență următoarele microelemente : Te (p), Ge (p), Co (p), Pb (p) Zn (p) Sr (p) Mn (500 ppm) Ga (120 ppm) Sn (30 ppm), Ti (10 ppm) Mo (20 ppm), V (185 ppm) Cu (1 000 ppm) Cp = prezent).

O privire de ansamblu asupra chimismului zeoliților din această parageneză, diagnoza fiind rezolvată, poate fi realizată prin localizarea acestora în diagrama triunghiulară Si_4O_8. aq-$CaAl_2Si_2O_8$. aq-$Na_2Al_2Si_2O_8$ aq (fig. 4). Din examinarea diagramei se remarcă gruparea zeoliților descriși în domeniul zeoliților alumo-calcici cu ceva Na.

CÎTEVA CONSIDERAȚII GENETICE

Apariția mineralelor zeolitice în ambianța petrografică — mineralogică de la Țibleș se încadrează în linia evolutivă a proceselor legate de punerea în loc a maselor importante de roci intrusive de compoziție monzodioritică, și anume în etapa manifestărilor postmagmatice-hidro-

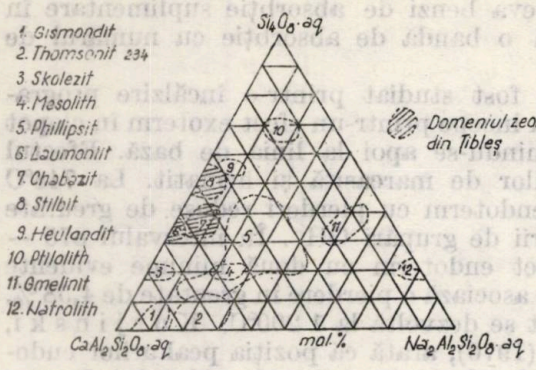


Fig. 4. — Variația chimismului la zeoliți (după Winchel, 1937) (Am. Min. 22.90—92).

termale. Raportat la concentrațiile metalifere, extinse în domeniul mezo-epitermal, nu există informații certe întrucît nicăieri nu s-au remarcat raporturi directe. Sînt certe, la gradul actual de cunoaștere al problemei următoarele :

a. epidotul și mineralele zeolitice s-au depus din aceleași soluții, dovadă fiind raporturile spațiale și geometrice dintre ele;

b. epidotul descris este de generație mult mai tardivă decît cel prezent în masa microdioritului porfiric de Grohot-Tomnatec și monzodioritelor alterate, prin autometamorfism, în facies propilitic, format prin descompunerea piroxenilor, a feldspaților sau a biotitului (F y f e și colab., 1958, fide D e e r și colab., 1965) sau decît cel din rocile de contact, rezultat fie în urma unor procese strict termice, fie de metasomatism. Geneza epidotului prezentat este cert hidrotermală depus din soluții apoase reziduale și de temperatură scăzută. I se asociază cantități reduse de marcasită și hematit;

c. zeoliții s-au depus sincron cu epidotul dar cantitățile cele, mai mari se formează în etapa „zeolitică" mai tîrzie. Chimismul zeoliților este corespunzător termenilor calcici, uneori cu cantități notabile de cationi monovalenți, mai ales sodiu;

d. depunerea zeoliților este însoțită de precipitări reduse de calcit și cuarț. Zeoliții sînt localizați parțial în golurile din rocile eruptive mai ales dioritmonzodioritice, dar pot fi prezenți (mai ales laumontitul) și în cuiburile de skarne și pseudoskarne, tot ca ultime depuneri în goluri;

e. pentru zona limitrofă punctelor de apariție a paragenezei prezentate se poate presupune următoarea evoluție a proceselor petrografice, mineralogice : 1. magmă dioritică; 2. cristalizare și autometamorfism (= microdiorite porfirice, monzodiorite, ± propilitizare); 3. etapa pneumatolitică — pirometasomatică (= roci turmalinizare, skarne și pseudoskarne); 4. etapa hidrotermală (= pirită, epidot, zeoliți, calcit, hematit ± minerale argiloase; 5. etapa hipergenă (limonit, minerale argiloase).

★

Prin parageneza prezentată, mineralogia topografică a României se îmbogățește cu un nou punct de apariție de minerale zeolitice, asociate cu epidot hidrotermal într-o ambianță specifică corpurilor eruptive consolidate subvulcanic.

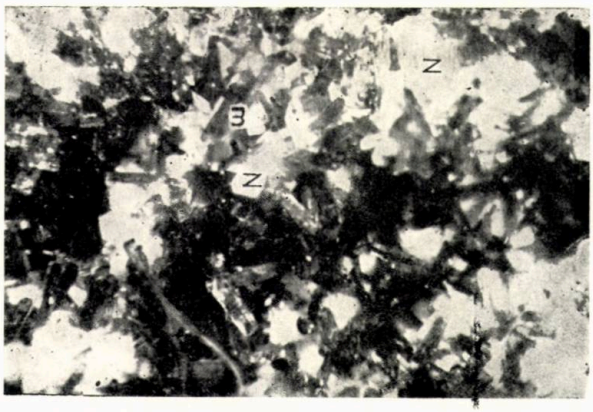


Foto 1. — Parageneza zeoliți (Z)
— epidot hidrotermal (E) 2 ×

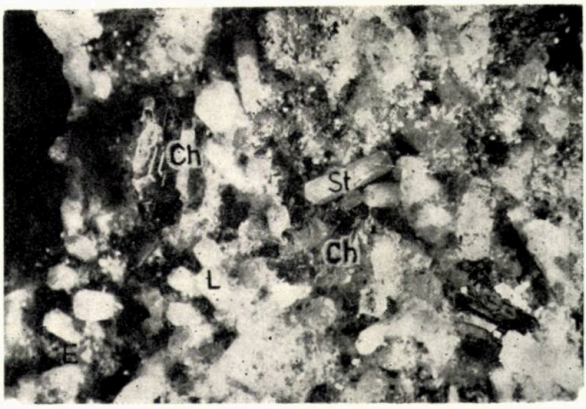


Foto 2. — Parageneza laumontit (L) — stabilit (St)
— epidot (E) chabazit (Ch) 2 ×

PLANȘA I

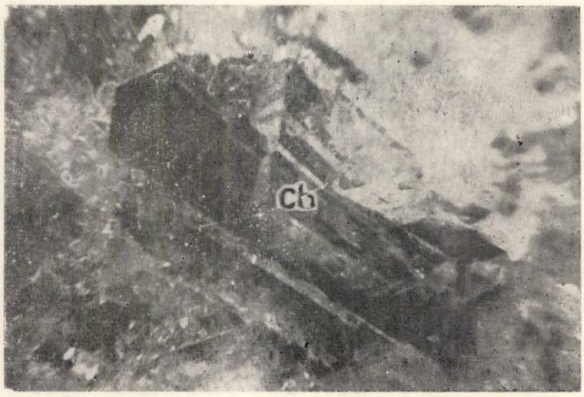


Foto 3. — Cristal de chabazit (Ch)
3 ×

Foto 4. — Cristale de stibit (St)
3 ×

CONTRIBUTIONS TO THE KNOWLEDGE OF ZEOLITES AND HYDROTHERMAL EPIDOTE FROM THE NORTH- WESTERN PART OF THE ŢIBLEŞ MOUNTAINS (MARAMUREŞ COUNTY)

SUMMARY

The present work deals with a complex mineralogical characterization of a zeolite paragenesis and hydrothermal epidote located in voids of diorite-monzodioritic rocks.

Chabasite, stilbite and laumontite were described for the first time at Ţibleş. For each species the optical characteristics, diffractometric data, the absorption spectrum in infrared, and the thermic behaviour are presented.

These are completed with information regarding the content in minor elements.

It is considered that the described paragenesis formed in tardy phases of the post-magmatic manifestation after the productive hydrothermal stage, associated to eruptive activity which gave birth to the Ţibleş Mountains.

BIBLIOGRAFIE

Becherescu D., Cristea V., Marx Fr., Menessy I., Vinter Fr. (1977), *Metode fizice în chimia silicaţilor*, Edit. ştiinţifică şi enciclopedică, Bucureşti.

Bedeleanu I. (1972), *Zeoliţii din Munţii Apuseni şi fenomenul de zeolitizare*, Rezumatul tezei de doctorat.

Deer, Howie and Zussman (1965), *Rock forming minerals*, **IV**, Longmans, Green and co LTD London.

Donath E. (1974), *Thermal analysis in the investigation of water bonds in natural zeolites*, Thermal Analyzis, Budapesta.

Goni J. (1966), *Contribution a L'etude de la localisation et de la distribution des elementes en traces dans les mineraux et les roches granitiques*, Edition BRGM *45*.

Gude A. J. 3-rd and Richard A. Sheppard (1966), *Silica riche chabazite from the Brastow formation*, San Bernadino County, Southern - California, Am. Min., **51**.

Istrate G., Medeşan A., (1977), *Zeolites from the Vlădeasa Massif*, Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géologie, **21**.

Kalmar I., Pop N., (1974), *Studiul mineralogic şi geochimic al mineralizaţiilor de la Măgura Neagră-Suplai, masivul Ţibleş*, St. tehn. econ., Seria **A**, *11*.

Mackenzie R. C., (1970), *Differential thermal analysis*, Academie Press, London, and New York.

Moenke H. (1966), *Mineralspektren*, **I, II.**

Passaglia E. (1970), *The crystal chemistry of chabazites*, Am. Min. Min., **55.**

Pavelescu L. (1953), *Studiul geologic şi petrografic al masivului Tibleş*. An. Com-Geol., **XXVI.**

Pliusnina I. G. (1977), *Infracrasnie spectri mineralov*, Izdatelistvo Moskovscovo Universiteta.

Rădulescu D., Dumitrescu R. (1966), *Mineralogia topografică a României*, Edit. Academiei R.S. România.

Sheppard R. A., Guide A. J., 3-rd and Munson Flaine (1965), *Chemical compozition of diagenetic zeolites from tuffaceous rocks of the Majore Desert and vicinity, California*, Am. Min., **50.**

Stiopol V. (1962), *Studiul mineralogic şi geochimic al complexului filonian din Munţii Ţibleşului*, Edit. Academiei.

Institutul de cercetări şi proiectări pentru minereuri şi metalurgie neferoasă Baia Mare

Primit la redacţie
în luna ianuarie 1979

STUDIUL SPECTRELOR INFRAROŞII ALE APATITELOR DIN ROMÂNIA

DE

V. MACOVEI, V. POMÂRLEANU

Introducere. Spectrofotometria de infraroşu s-a aplicat în puţine cazuri pentru studiul apatitelor. Astfel, s-au studiat spectrele unor compuşi care conţin fosforul şi calciul (L. W. Daasch, D. C. Smith, 1951; F. A. Miller, C. H. Wilkins, 1952; D. E. C. Corbridge, E. J. Lowe 1954 a şi 1954 b) în domeniul 4 800—650 cm^{-1}. Aceste cercetări au condus la atribuirea unor benzi de absorbţie la anumite legături chimice ca: P—O, P—OH şi P—F(Cl). Însă domeniul 650—400 cm^{-1} n-a fost cercetat pentru aceşti compuşi şi nici legăturile corespunzătoare. Deşi s-au identificat incluziuni în unele apatite, totuşi punerea în evidenţă, cel puţin calitativ, a unor minerale sub formă de incluziuni în acestea a rămas neexploatată pe calea spectrofotometriei infraroşii. Din acest motiv, ne propunem să studiem spectrele infraroşii ale unor apatite din ţara noastră, comparîndu-le cu cele ale apatiei din Peninsula Kola (U.R.S.S.).

Apatitele folosite pentru studiu. Apatitele studiate provin din trei ocurenţe de pegmatite din România: două din Munţii Preluca—Lăpuş şi una din Muntele Rece (Munţii Apuseni).

Descrierea mineralogică a apatitelor, precum şi a tipurilor de incluziuni fluide pe care le conţin s-a efectuat anterior (V. Pomârleanu şi Lidia Mânzăraru-Jude, 1970).

Apatitele sînt de culoare verde (M-ţii Preluca—Lăpuş şi verde închis (M-tele Rece). Se prezintă în mase compacte şi uneori sub formă de cristale lung prismatice asociate cu muscovit, cuarţ şi turmalină. De asemenea, sînt depuse sub formă de filonaşe în asociaţie cu muscovit, cuarţ, turmalină ± granaţi, în masa feldspaţilor potasici (fig. 1).

Observaţiile microscopice au arătat lipsa carbonaţilor, iar conţinutul de CO_2, exprimat în raport molar CO_2/H_2O fiind egal cu 0,055, este trecut pe seama mediului ce se conservă în incluziunile fluide din apatite.

Partea experimentală. Pentru prepararea pastilelor, probele de mineral şi bromura de potasiu fin mojărate s-au păstrat timp îndelungat în exicator pe silicagel. Au fost amestecate în proporţie de 1 : 6 000. După omogenizare, amestecul s-a presat la vid aplicînd o presiune de ~ 10 t/cm^2. S-au obţinut pastile transparente cărora li s-au înregistrat imediat spectrul. Înregistrările s-au executat cu un spectrofotometru Perkin-Elmer, model 337 cu două reţele.

Rezultate şi discuţii. Deşi spectrele celor patru probe s-au înregistrat în domeniul 4 000 — 400 cm^{-1} al spectrului, partea lor luată în discuţie se limitează la 1 300 — 400 cm^{-1}. În această zonă, se constată că spectrele obţinute de noi au benzi de absorbţie cu acelaşi aspect general şi cu aceleaşi intensităţi relative (fig. 2).

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE. T. 25, P. 51—54, BUCUREŞTI, 1980

După cum rezultă din figura 2, toate spectrele sînt dominate de două zone unde apar benzi complexe, anume în jur de 1 040 cm^{-1} şi în vecinătatea a 590 cm^{-1}. În prima din aceste zone, apare o bandă largă, complexă, formată practic din trei benzi care se suprapun la bază. După

Fig. 1. — Filonaş de cuarţ (Q), apatit (Ap), turmalină (T) şi muscovit (Ms) în feldspaţi (F), Valea Arşiţei (Preluca - Lăpuş).

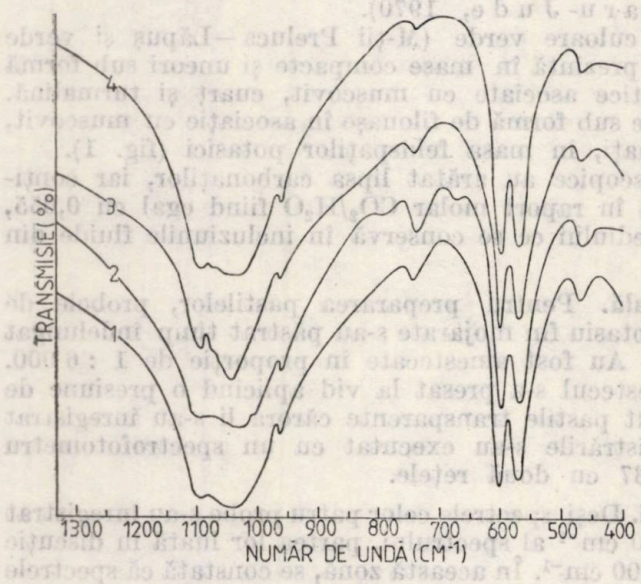


Fig. 2. — Spectrele de absorbţie infraroşii ale apatitelor: *1* — Ciungi (Preluca-Lăpuş), *2* — Valea Arşiţei (Preluca-Lăpuş), *3* — M-tele Rece (M-ţii Apuseni), *4* — Peninsula Kola (U.R.S.S.)

poziţiile găsite de noi şi după concluziile lui K. Omori şi T. Seki (1960), această zonă, cuprinsă între 1 033 şi 1 100 cm^{-1}, corespunde ionilor $(PO_4)^{3-}$. În a doua zonă, se găsesc două benzi nete care se suprapun de

asemenea spre bază. Banda foarte intensă de la 573 cm^{-1} ar corespunde florapatitelor, cum demonstrează R. B. Fischer şi C. E. Ring (1957).

Dintre probele studiate, cel mai complex spectru îl prezintă apatita din Valea Arşiţei (Preluca—Lăpuş), unde, pe lîngă benzile comune tuturor spectrelor, apare un umăr la 1 008 cm^{-1} şi două benzi foarte slabe la 798 şi 675 cm^{-1}.

Dacă sistemul de benzi de la 1 100, 1 042 şi ~ 964 cm^{-1} îşi are originea în vibraţiile legăturilor ionului $(PO_4)^{3-}$, banda de la 743 cm^{-1}, comună tuturor spectrelor, precum şi mai ales benzile de la 798 şi 675 cm^{-1}, foarte slabe, din spectrul apatitei de la Valea Arşiţei (Preluca — Lăpuş) se datoresc, după K. Omori şi T. Seki (1960), vibraţiilor ionului $(UO_2)^{2-}$. În sprijinul acestei constatări vin şi determinările calitative pe cale radiometrică care, pentru spectrul 2, arată o radioactivitate a probei ce depăşeşte de patru ori radioactivitatea de fond. Nu este exclus ca ionul $(UO_2)^{-2}$ să se găsească sub formă de substituent al grupărilor $(PO_4)^{3-}$.

Concluzii. Studiul spectrelor infraroşii ale apatitelor, din unele pegmatite din România, arată că toate spectrele sînt dominate de trei zone unde apar benzi complexe.

Benzile de absorbţie din prima zonă, cuprinse între 1 100 şi 964 cm^{-1}, sînt cauzate de vibraţiile ionului $(PO_4)^{3-}$, cele din a doua zonă, cuprinse între 798 şi 675 cm^{-1}, se datoresc vibraţiilor ionului $(UO_2)^{2-}$, iar benzile din a treia zonă, cuprinse între 603 şi 470 cm^{-1}, confirmă prezenţa florapatitelor.

INFRARED SPECTRA OF APATITES FROM ROMANIA

SUMMARY

The infrared spectra of apatites in some pegmatites from Romania are dominated by three zones where complex bands appear.

The absorption bands of the first zone, between 1 100 and 964 cm^{-1}, are caused by $(PO_4)^{3-}$ and those of the second zone, which appear between 798 and 675 cm^{-1}, are also caused by $(UO_2)^{2-}$ ion. A group of two sharp bands, at 603 and 470 cm^{-1}, and the presence of fluorapatites have been confirmed.

BIBLIOGRAFIE

Corbridge D. E. C., Lowe E. J. (1954a), *The infrared spectra of some inorganic phosphorus compounds.* J. Chem. Soc., *2.*

— (1954b), *The infrared spectra of some inorganic phosphorus comopunds,* Part II, *Some salts of phosphorus and oxi-acids,* J. Chem. Soc., *12.*

Daasch L. W., Smith D. C. (1951), *Infrared spectra of phosphorous compounds,* Anal. Chem., **23**, *12.*

Fischer R. B., Ring C. E. (1957), *Quantitative infrared analysis of apatite mixture,* Anal. Chem., **29.**

MILLER F. A., WILKINS C. H. (1952), *Infrared spectra and characteristic frequencies of inorganic ions*, Anal. Chem., **24.**

OMORI K., SEKI T. (1960), *Infrared studies of some phosphate minerals*, Sci. Rep. Tohoku Univ., ser. III, VI.

POMÂRLEANU V., MÂNZĂRARU-JUDE LIDIA (1970), *Sur les inclusions fluides présentes dans les cristaux d'apatite de quelques pegmatites de Roumanie*, Acta geologica Academiae Sci. Hungaricae, **14.**

Institutul politehnic Iași

Primit în redacție
în luna ianuarie 1979

ENTROPIA SISTEMELOR DE MINERALE GRELE DIN LOESSURILE ȘI DEPOZITELE LOESSOIDE DIN DOBROGEA ȘI CÎMPIA ROMÂNĂ

DE

VENERA CODARCEA

Introdusă în anul 1949 de C. E. Shannon, noțiunea de entropie exprimă gradul de incertitudine sau nedeterminare a unor sisteme independente multicomponente. În cazul de față, funcția entropică exprimă caracterul amestecului componenților litologici ce alcătuiesc o unitate stratigrafică.

Conceptul de entropie stă la baza teoriei comunicațiilor (sau a informației) și este o noțiune abstractă. Inversul entropiei este informația, entropia și informația fiind două valori egale, dar de semn contrar.

Din punct de vedere matematic, entropia reprezintă suma probabilităților :$p_1, p_2, p_3 \ldots\ldots\ldots p_n$, de apariție a numărului finit de evenimente : $E_1, E_2, E_3 \ldots\ldots\ldots E_n$, aparținînd unui sistem multicomponent :

$S = -K\Sigma_i f_i \log. f_i$, în care : S = entropia ; f_i = probabilitatea de apariție a unui eveniment ; K = constanta lui Bolzmann.

Probabilitatea este raportul dintre numărul de cazuri favorabile producerii unui fenomen, în timp ce evenimentele sînt rezultatele la care se ajunge cu ajutorul probelor.

Generalizînd folosirea conceptului entropiei, C. E. Shannon (1949) a fundamentat teoria matematică a comunicației.

Necesitatea obținerii unui maxim de informații din analiza sistemelor naturale a condus la utilizarea conceptului de entropie și în geologie. Astfel, rezultate interesante au fost obținute prin utilizarea entropiei în analiza facială și în studiul mineralogic al distribuției componenților în sedimente și roci.

Pentru fiecare punct de observație (deschidere sau foraj) se trece de la procentele grosimilor măsurate ale componenților unității stratigrafice, la procentele funcției entropice printr-un procedeu de calcul în care intră :

— procentele calculate pentru fiecare component litofacial din deschiderea respectivă ;

— se calculează proporțiile (procentele/100) ;

— se calculează log. e al proporțiilor ;

— se înmulțește log. e al proporțiilor cu proporțiile (tabelul nr. 1). (valoarea entropiei Hr, raportată la entropia maximă Hm a unui sistem de trei componente are valoarea de 1,0986 ; pentru fiecare sistem cu mai mulți componenți valorile sînt calculate aparte).

Suma acestor produse reprezintă valoarea funcției entropice pentru o deschidere sau profil (57,32%).

Pentru sistemele multicomponente mineralogice se pot obține informații prin calcularea statistică-matematică a entropiei relative (Hr),

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 25, P. 55—62, BUCUREȘTI, 1980

Tabelul nr. 1

Numele componenţilor	Procente	Proporţia (p_1)	log. e p_i	$p_i \cdot$ log. e p_i
Oxizi	7,0	0,07	−2,6593	−0,1861
Granaţi	13,0	0,13	−2,6520	−0,2652
Restul mineralelor grele	80,0	0,80	−2,2231	−0,1785
			Total	−0,6298

$$Nr = \frac{-0{,}6298}{1{,}0986} \cdot (-100) = 57{,}32\,\%$$

formulată în 1954 de C. R. Pelto:

$$100\ Hr = \frac{-100 \sum_{i=1}^{N} p_i \ln p_i}{Hm}, \text{ în care}$$

p_i = proporţia fiecărui component dintr-un sistem de N componente; $Hm = \ln N$ = entropia maximă posibilă a sistemului.

Statistica matematică studiază colectivităţile statistice cu ajutorul teoriei probabilităţilor, în scopul conturării proceselor de masă. Mai puţin aplicată la noi în ţară în ştiinţele geologice, statistica matematică a pătruns iniţial în domeniul geochimiei (M. Savul, V. Ianovici, 1959; V. Ianovici, Al. Dimitriu, 1965).

Entropia a fost aplicată sistemelor de minerale grele din nisipurile prelitorale ale Mării Negre (M. Dumitriu, Cristina Dumitriu, 1968); autorii au elaborat pe baza valorilor procentuale de entropie relativă de cartare o hartă de linii izoentropice, stabilind existenţa unui rial prelitoral orientat NNE—SSV, care a favorizat un transport paralel cu ţărmul.

P. Chambadal (1963) a determinat valorile entropice de creştere a pirofilitului, în lungul direcţiilor principalelor axe optice, iar D. R. Waldbaum (1973) arată că echilibrul distribuţiei cationilor variază continuu cu temperatura, astfel că adevărata entropie a fazelor unui echilibru complet la temperaturi mai înalte, este determinată de gradul intern în ordinea atingerii lor.

Începînd din anul 1974, au fost iniţiate studii mineralogice asupra loessurilor şi depozitelor loessoide (C. Ghenea, Venera Codarcea, 1974; Venera Codarcea, C. Chenea, 1974, 1975; Venera Codarcea, T. Bandrabur, 1977, din Dobrogea şi Cîmpia Română centrală şi orientală). Analizele mineralogice au fost efectuate asupra fracţiei grosiere (mai mare ca 0,05 mm) împărţite pe mai multe clase granulometrice. Au fost cercetate un număr de 34 de profile din Dobrogea şi 87 din Cîmpia Română, însumînd un număr de 444 de probe, colectate din depozitele pleistocene (fig. 1).

Pentru fiecare probă în parte au fost determinate mineralele fracţiei grele, obţinută în urma separării cu ajutorul bromoformului; studiile

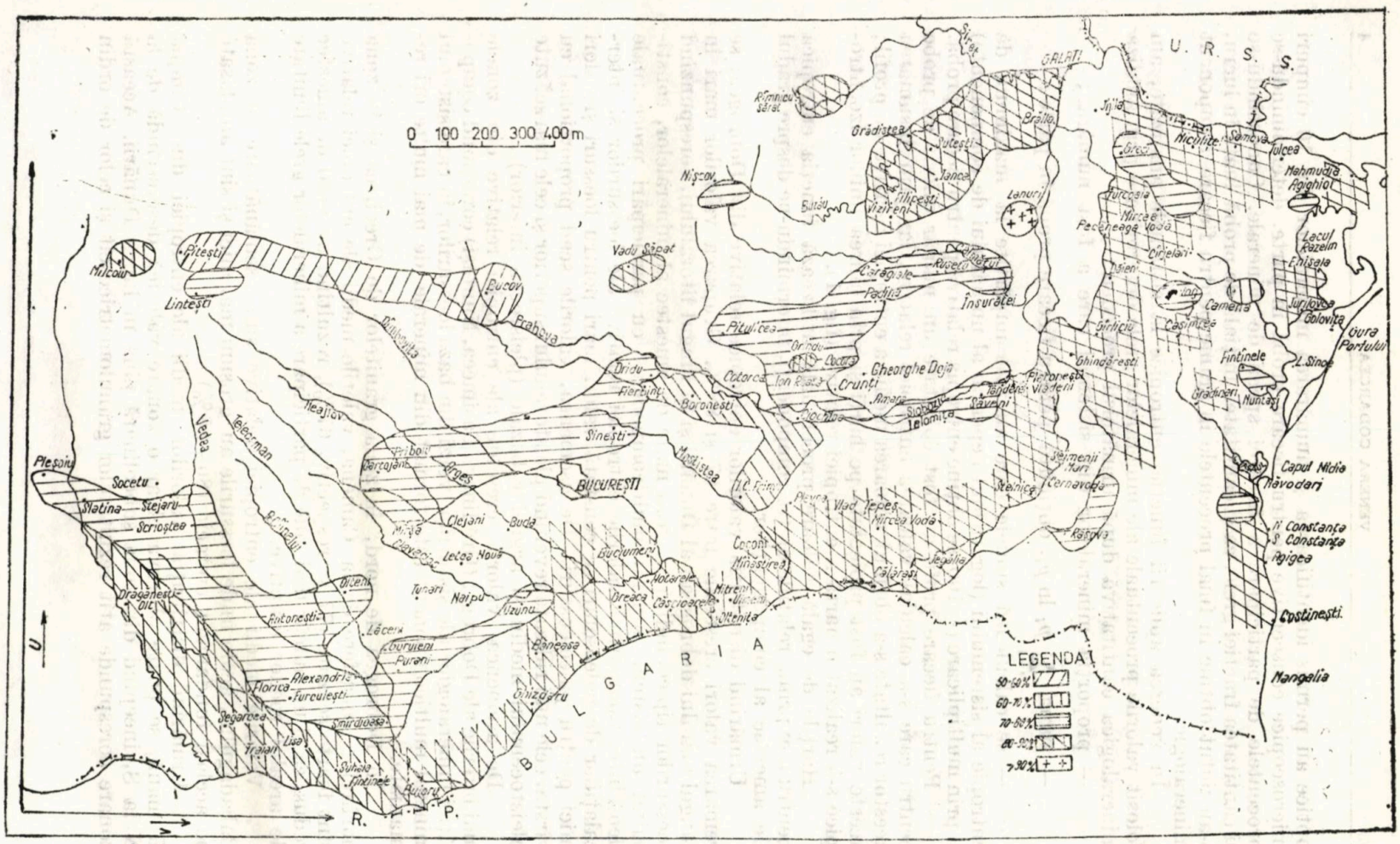


Fig. 1. — Harta izoentropică a sistemelor de minerale grele din loessurile și depozitele loessoide din Dobrogea și Cîmpia Română.

optice au permis identificarea şi numărarea mineralelor din 10 cîmpuri microscopice consecutive pentru fiecare probă în parte, determinîndu-se procentele de participare a fiecărei specii de minerale. Cunoscîndu-se şi cantitatea fracţiei grele, ca şi cantitatea iniţială de probă luată în lucru, s-au putut obţine în final procentele în grame pentru fiecare component mineralogic.

În vederea aplicării funcţiei entropice la sistemele analizate, am folosit valorile procentuale ale mineralelor grele determinate prin analiza mineralogică cantitativă după următorul procedeu :

— proporţia mineralelor din sistemul care a fost numărat;

— suma $\sum_{i=1}^{N} p_i \ln p_i$, obţinută pentru fiecare probă în parte;

— se calculează sumele care au fost împărţite la maximum de entropie al sistemului (logaritmul neperian al numărului de componente) şi prin multiplicare (-100) se obţine entropia relativă pentru fiecare probă.

Pentru fiecare profil au fost colectate un număr diferit de probe pentru care s-a calculat valoarea entropiei relative, iar prin însumarea acestor rezultate s-a obţinut valoarea medie a entropiei relative de profil; aceste valori au fost proiectate pe hărţi şi prin unirea liniilor izoentropice s-a realizat o hartă a entropiei relative (fig. 1).

Hărţile de egală valoare procentuală utilizează funcţia entropică pentru a exprima relaţiile dintre componenţi, informîndu-ne despre gradul de amestec al componenţilor.

Urmărind distribuţia valorilor entropice relative din Dobrogea, se remarcă valori crescînde între 67 şi 88%. Gruparea valorilor mari în lungul malului dobrogean al Dunării şi în lungul litoralului, corespunzînd loessurilor tipice, indică un grad mare de amestec al mineralelor, constituind un sistem mineral multicomponent, cu participări procentuale deosebite. Comparînd valorile entropiei relative ale loessurilor şi intercalaţiilor de paleosoluri se constată valori mari pentru loessuri şi valori mici pentru paleoleossuri. De asemenea, valorile scad proporţional cu vîrsta, cele mai ridicate revenind pleistocenului superior şi cele mai scăzute pleistocenului mediu şi argilelor bazale (pleistocen inferior).

De asemenea, valorile crescute ale entropiei relative din zonele mai interne ale Dobrogei (Grădinari, Casimcea, Nuntaşi) corespund compoziţiei mineralogice ale şisturilor verzi din baza loessurilor, în care sistemul mineral multicomponent este format din minerale de mai multe ori remaniate.

În Dobrogea de nord, în zona granitelor de Greci, ca şi în zona porfirelor cuarţifere de la Camena, valorile medii ale entropiei relative sînt foarte scăzute (77 şi respectiv, 67%), rezultînd un grad de amestec redus, ca şi un număr mai mic de participare a mineralelor grele limitate de arealul rocilor eruptive.

Valorile medii ale entropiei relative sînt asemănătoare în zona Babadagului, acolo unde loessurile au grosimi mai mici şi sînt amplasate pe acelaşi fundament cretacic (80—88%).

Urmărind distribuţia valorilor medii ale entropiei din Cîmpia Română, se poate observa chiar o zonare valorică descrescîndă de la N la S, începînd din zona subcolinară pînă în lunca Dunării. Această zonare corespunde atît rezultatelor granulometrice cît şi celor de ordin

Tabelul nr. 2

Valoarea relativă a funcției entropice din sistemele de minerale grele din loessurile și depozitele loessoide din Dobrogea și Cîmpia Română

Nr. crt.	Regiunea	Profil	Entropia medie pe profil
1	Dobrogea de Sud	Costinești Sud	84,06
2		Agigea	83,16
3		Sud-Constanța	81,66
4		Nord-Constanța	83,06
5		Valea-Neagră Mamaia-Sat	70,57
1	Malul dobrogean al Dunării	Rasova	77,90
2		S. Cernavoda	79,85
3		Semenii Mari	81,58
4		Dunărea	81,90
5		Ghindărești	83,80
6		Gîrliciu	84,37
7		Dăieni	82,60
8		Peceneaga	83,16
9		Jijila	82,16
10		Somova	83,83
11		Mahmudia	84,90
1	Sectorul central	Nuntași	79,66
2		Grădinari	84,60
3		Casimcea	83,00
4		Topolog	76,51
1	Bazinul Babadag	Slava Rusă	80,40
2		Ciucurova	88,33
3		Enisala	88,00
4		Jiurilofca	83,00
1	Dobrogea de Nord	Camena	67,50
2		Cîrjlelari	84,75
3		Niculițel	84,83
4		Turcoaia	84,80
5		Greci	78,50
6		Mircea-Vodă	77,50
7		Agighiol	74,20
	Cîmpia Română orientală		
1	a) Cîmpul Burnas	Hotarele	89,00
2		Căscioarele	86,00
3		Greaca	85,60
1	b) Cîmpul Vlăsiei și Moștiștei	Sinești	76,00
2		I.C. Frimu	67,00
3		Coconi	80,80
4		Mînăstirea	84,33
5		Mitreni	81,00
6		Ulmeni	85,66
7		Buciumeni	83,20
1	c) Bărăganul de Sud	Dridu	76,33
2		Fierbinți	67,00
3		Boronești	69,66
4		Borduşelu	68,80
5		Plevna	82,50
6		Vlad Țepeș	81,33
7		Slobozia	71,50
8		Săveni	78,33
9		Platonești	81,50
10		Vlădeni	83,66
11		Stelnica	85,80
12		Mircea Vodă	83,00
1	d) Bărăganul Central	Pitulicea	78,00
2		Cotorca	83,00
3		Ion Roată	76,00
4		Ciochina	79,00
5		Amara	81,50
6		Caragele	78,33
7		Rușețu	78,33
8		Însurăței	76,50
9		Grindu	77,50
10		Cocora	78,50
11		Nord Doja	88,00
12		Crunți	82,00
13		Padina	75,50
1	e) Bărăganul de Nord	Filipești	85,80
2		Șuțești	77,50
3		Ianca	88,20
4		Brăila	85,00
5		Lanuri	90,00
6		Grădiștea	82,00
7		Rm. Sărat	85,00
1	Zona subcarpatică	Nișcov	78,00

mineralogic. Acolo unde gradul de amestec al unor minerale este mic, unitatea geomorfologică delimitată şi distanţa de transport redusă, cum este zona subcolinară între Piteşti şi Bucov, valorile medii ale entropiei relative sînt cele mai mici (57—51%).

Avansînd către partea de centru a Cîmpiei Române (între Olt şi Dunăre), se constată creşteri însemnate ale valorilor medii ale entropiei

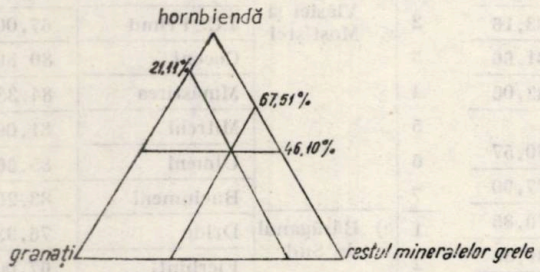


Fig. 2. — Triunghiul entropic profil Slatina, adîncimea 3 m.

relative (cu mici excepţii cu caracter local), putîndu-se delimita cîteva zone cu valori cuprinse între 74 şi 78% (interfluviile Olt Teleorman, Neajlov — Ialomiţa, Ialomiţa — Călăţui).

Mai spre sud, către Dunăre, acolo unde gradul de amestec al mineralelor transportate de afluenţii din Carpaţii Meridionali ai Dunării ca şi de Dunăre este foarte mare, se remarcă şi creşterea însemnată a valorilor funcţiei entropice.

Maximele entropice au fost determinate în terasele şi luncile Oltului şi ale Dunării, ca şi în zona Podişului Rîmnic (80—90%).

Conturarea în regiunea Podişului Rîmnic a unei zone entropice de egală valoare confirmă delimitarea granulometrică şi mineralogică, echivalentă unor depozite loessoide cu caracter siltic, şi o asociaţie paragenetică de tipul hornblendă-piroxeni, specifică sedimentelor mio-pliocene subcarpatice în care abundă materiale piroclastice (V e n e r a C o d a r c e a, T. B a n d r a b u r, 1976).

Relaţiile dintre componenţi se exprimă prin utilizarea funcţiei entropice la construirea triunghiurilor entropice (fig. 2), în care vîrfurile reprezintă minimum funcţiei (33%), iar centrul, maximul ei (100%), prin procedeul de calcul exprimat în tabelul nr. 1.

CONCLUZII

Se constată o perfectă coincidenţă şi suprapunere a datelor rezultate din analizele mineralogice şi calculul valorilor entropiei selective, observîndu-se creşterea valorilor entropiei relative, concomitent cu creşterea gradului de amestec al sistemelor multicomponente şi al gradului de neomogenitate.

A. În Dobrogea predomină valorile mari ale funcţiei entropice, în zona litorală, în malul dobrogean al Dunării şi în zona lacului Razelm — Goloviţa, cu participarea unui număr de minerale grele, amestecul fiind mare, ca şi neomogenitatea.

Gradul de amestec mic în zona masivului granitic de la Greci şi în zona porfirelor de la Camena coincide cu un număr mai mic de minerale grele şi un grad pronunţat de uniformitate.

B. Pentru Cîmpia Romînă (Olt — Dunăre — Rîmnic), se conturează o zonare descrescîndă de la N la S a valorilor entropiei relative.

Cele mai scăzute valori entropice corepund zonei subcolinare dintre Piteşti şi Bucov, cu cel mai mic număr de minerale grele şi grad de amestec redus, cu un transport pe distanţă scurtă (57—51%).

Valorile medii pentru entropia relativă (74—78%) au fost delimitate în partea centrală a Cîmpiei Române, pe interfluviile Olt — Teleorman, Neajlov — Ialomiţa şi Ialomiţa — Călmăţui.

Cele mai mari valori au fost întîlnite în zona teraselor şi luncilor Oltului şi Dunării, datorate marii neuniformităţi şi gradului maxim de amestec al speciilor minerale, transportate de Dunăre şi multiplii ei afluenţi.

L'ENTROPIE DES SYSTÈMES DE MINÉRAUX LOURDS DES LŒSS ET DES DÉPÔTS LŒSSOïDES DE DOBROGEA ET DE LA PLAINE ROUMAINE

RÉSUMÉ

Le présent ouvrage porte sur la détermination de la valeur de la fonction entropique des systèmes de minéraux lourds participant à la formation des lœss et des dépôts lœssoïdes d'environ 120 coupes, contenant 440 échantillons (Dobrogea et Plaine Roumaine à l'est de l'Olt).

En utilisant la fonction entropique on a dressé une carte isoentropique, qui renseigne sur le degré de mélange des composants et sur le développement des collectivités statistiques d'une même valeur.

La valeur de la fonction entropique est directement proportionnelle au nombre des composants uniformément répartis.

En faisant le calcul des valeurs de l'entropie sélective on a observé la coïncidence, même la superposition des résultats des analyses minéralogiques en même temps avec le développement du degré de mélange des systèmes multicomposants et du degré de non-homogénéité.

Ainsi, on a remarqué en Dobrogea la prédominance des grandes valeurs de la fonction entropique dans la zone littorale de la rive dobrogéenne du Danube et dans la zone du lac Razelm — Goloviţa avec la participation de nombreux minéraux lourds, le degré du mélange étant élevé tout comme la non-homogénéité.

Le degré de mélange réduit dans la zone du massif granitique de Greci et dans la zone des coupes de Camena correspond à un nombre plus petit de minéraux lourds et à un degré avancé d'uniformité.

Pour la Plaine Roumaine (Olt — Danube — Rîmnic), se dessine une zone décroissante des valeurs de l'entropie relative du N au S.

Les plus petites valeurs entropiques correspondent à la zone subcollinaire entre Piteşti — Bucov, le plus petit nombre de minéraux lourds et le degré de mélange réduit, avec un transport sur une distance relativement petite (57—51%).

Les valeurs moyennes pour l'entropie relative (74—78%) ont été délimitées dans la partie centrale de la Plaine Roumaine, les interfluves Olt — Teleorman, Neajlov — Ialomiţa et Ialomiţa — Călmăţui.

Les plus grandes valeurs ont été rencontrées dans la zone des terrasses et des prés de l'Olt et du Danube et sont dues à la grande non-uniformité et au degré maximum de mélange des espèces minérales.

BIBLIOGRAFIE

Chambadal P. (1963), *Évolution et application du concept d'entropie*, Dunod, Paris.

Codarcea Venera, Ghenea C. (1975), *Studii mineralogice asupra unor sedimente cuaternare în Dobrogea de sud*, D. S. Inst. geol. geofiz., **LXI** (1973—1974), *1*.

— (1976), *Considération minéralogique sur les loess de la Dobrogea centrale et septentrionale*, D. S Inst. geol. geofiz., **LXII** (1974—1975), *1*.

Codarcea Venera, Bandrabur T. (1977), *Studiul geologic-mineralogic al depozitelor loessoide din Cîmpia Română orientală*, D. S. Inst. geol. geofiz., **LXIII** (1976), *1*.

Dumitriu M., Cristina Dumitriu (1968), *The entropy of the heavy mineral systems from the sands of the sublittoral zone of the black sea (Mamaia area)*, Rev. roum. Géol. Géophys., Géogr., Série de Géologie, **12**, *2*.

Ghenea C., Venera Codarcea (1974), *Consideraţii geologice asupra unui profil de loessuri din Dobrogea de sud*, St. teh. econ., Seria H, *5*.

Ianovici V., Dimitriu Al. (1965), *Legi de distribuţie a concentraţiei elementelor chimice în roci carbonatice*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria Geologie, **10**, *1*.

Pelto C. R. (1954), *Mapping of multicomponent systems*, J. Geol., **62**.

Savul M., Ianovici V. (1959), *Chimismul calcarelor şi dolomitelor din Carpaţii Orientali*, St. cerc. geol., **IV**, *1*.

Shannon C. E., Weaver W. (1949), *The Mathematical Theory of Communication*, Univ. of Illinois Press, Urbana.

Waldbaum D. R. (1973), *The Configurational Entropies of $Ca_2MgSi_2O_7$—$Ca_2SiAl_2O_7$ Melilites and Related Minerals*, Contr. Mineral and Petrol., **39**, Springer-Verlag, New York.

Primit în redacţie
în luna noiembrie 1979

Institutul de geologie şi geofizică Bucureşti

SCURTĂ PRIVIRE ASUPRA DOMURILOR GAZEIFERE DIN DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI

DE

D. T. CIUPAGEA

Se împlinesc 70 de ani de la descoperirea întîmplătoare a primului dom gazeifer din Transilvania şi 60 de ani de la proclamarea la Alba Iulia a unirii Transilvaniei cu România.

Este interesant de a arăta, cu acest prilej, rezultatele dobîndite prin lucrările de prospecţiune şi explorare executate în Depresiunea Transilvaniei, în această perioadă, pentru punerea în evidenţă şi valorificarea unuia din cele mai mari zăcăminte de gaz metan din Europa.

Vom descrie, în acest scop, cîteva din domurile gazeifere mai importante şi mai caracteristice din zona centrală a depresiunii, subliniind diversitatea lor structurală, influenţa pe care a putut-o avea „tectonica sării" în formarea lor şi bogăţia în gaze a cîtorva din complexele gazeifere probate. Spaţiul restrîns rezervat pentru această lucrare nu ne permite să descriem, chiar foarte pe scurt, toate cele 81 de structuri gazeifere cunoscute la ora actuală. Ne vom mărgini să descriem şi să menţionăm în text o parte din ele şi să le semnalăm pe toate în harta anexată (fig. 1).

În expunerea de faţă separăm structurile din Depresiunea Transilvaniei în două zone : zona centrală şi zona marginală (fig. 1). În zona centrală sînt localizate structurile foarte mari şi mari şi cîteva structuri mici, însumînd 91% din rezerva geologică iniţială a depresiunii. În zona marginală se află un număr aproximativ egal cu cel din zona centrală, în majoritate însă mici, însumînd 9% din rezerva depresiunii.

Se ştie astăzi că zăcămintele de gaz metan din Depresiunea Transilvaniei sînt cantonate în domuri şi brachianticlinale, de mărimi foarte diferite, în care formaţiunea cu gaze este alcătuită din depozite badeniene, bugloviene, sarmaţiene şi meoţiene, cuprinse între stratul de sare şi tufurile de Bazna, acolo unde partea superioară a formaţiunii cu gaze n-a fost erodată, cum este cazul în ţinutul Tîrnavelor. Tufurile de Bazna a fost considerat iniţial ca limită între pliocen şi sarmaţian. Ulterior s-a dovedit, pe bază de microfaună, că el se află intercalat în meoţianul mediu-superior şi că acesta se aşterne transgresiv şi discordant peste sarmaţian, alcătuit din volhinian inferior-superior şi bessarabian inferior (bessarabianul superior şi kersonianul lipsesc). Volhinianul inferior bazal intră în componenţa buglovianului.

Stratul de sare din baza formaţiunii cu gaze, urmărit prin foraje şi profile seismice, constituie al doilea reper important de referinţă, valabil pentru toate structurile gazeifere. Limitele geologice Pl/Sa, Sa/Bgl, Bgl/Bn, tufurile intermediare (de Sărmăşel, de Ghiriş, de Hădăreni etc.) şi complexele gazeifere, semnalate prin foraje, constituiesc şi ele repere de corelare de valoare locală sau cel mult regională, din cauza transgresiunilor şi discordanţelor din cuprinsul formaţiunii cu gaze, precum şi din cauza variaţiilor de grosimi şi de facies litologic. Complexele gazeifere

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 25, P. 63–82, BUCUREŞTI, 1980

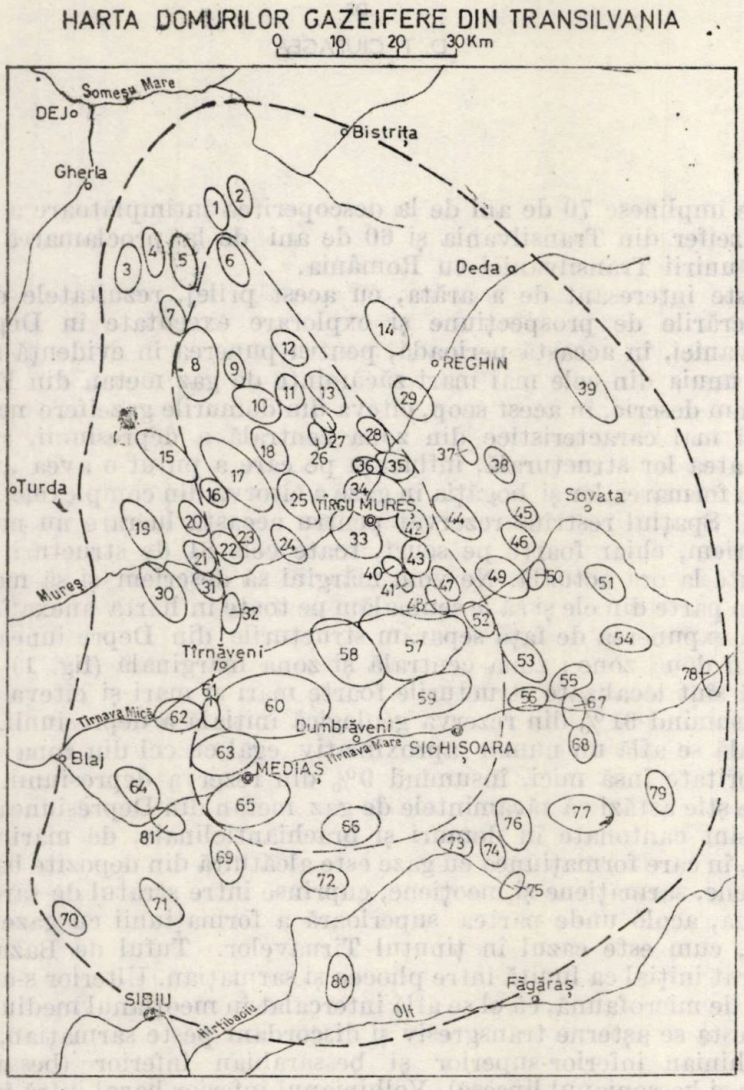


Fig. 1.

1. Strugureni; 2. Enciu; 3. Puini; 4. Taga 5. Buza; 6. Fîntînele; 7. Geaca; 8. Sărmăşel; 9. Silvaş; 10. Ulieş; 11. Sînmartinu de Cîmpie; 12. Delureni; 13. Crăieşti; 14. Lunca, 15. Zau-Săulia; 16. Dobra; 17. Grebeniş; 18. Şincai; 19. Luduş; 20. Sînger; 21. Lechinţa; 22. Vaidei; 23. Iclănzel; 24. Săuşa; 25. Mădăraş; 26. Bozed vest; 27. Bozed; 28. Păingeni; 29. Voivodeni; 30 Bogata de Mureş; 31. Iernut; 32. Cucerdea; 33. Tg. Mureş, 34. Ernei; 35. Dumbrăvioara; 36. Porumbeni; 37. Teleac; 38. Dămieni; 39. Ibăneşti; 40. Acăţari nord; 41 Acăţari sud; 42. Corunca nord; 43. Corunca sud; 44. Miercurea Nirajului; 45. Măgherani nord; 46. Măgherani; 47. Gălăţeni; 48. Suveica; 49. Trei Sate; 50. Ghindari; 51. Cuşmed; 52. Sîngeorgiu de Pădure; 53. Soimuş; 54. Tărceşti-Benţid; 55. Chedia; 56. Eliseni; 57. Filitelnic; 58. Laslău; 59. Prod-Nadeş; 60. Deleni; 61. Velţ; 62. Cetatea de Baltă; 63. Bazna: 64. Tăuni; 65. Copşa Mică; 66. Noul Săsesc; 67. Cristur nord; 68. Cristur Sud; 69. Petiş; 70. Alămor; 71. Ruşi; 72. Bîrghiş; 73. Netuş; 74. Retiş; 75. Bărcut; 76. Daia-Ţelina; 77. Bunești-Criţ; 78. Brădeşti; 79. Beia; 80. Ilimbav; 81. Axente-Sever.

se repartizează diferit, de la o structură la alta. În unele domuri ele se întîlnesc la partea superioară pînă la tufui de Bazna, sau chiar pînă deasupra lui. În altele lipsesc nu numai din pliocen, dar şi din partea superioară a sarmaţianului, pe o grosime mai mare sau mai mică. Numărul complexelor gazeifere dintr-o structură depinde de grosimea formaţiunii cu gaze respective, de faciesul său litologic şi de tectonica sa.

Structurile gazeifere, cu masivele lor de sare îngropate şi anticlinalele proeminente de pe bordură, cu sîmburi de sare la zi, sînt efectul aceloraşi forţe tangenţiale din est şi vest, care au afectat stratul de sare şi depozitele mio-pliocene din acoperiş. Sarea, prin plasticitatea sa, a jucat un rol esenţial în formarea acestor structuri. Fără să piardă contactul cu tufui de Dej, din patul său, sarea a răspuns la primul apel al forţelor tangenţiale şi a migrat, îngroşîndu-se şi ridicîndu-se în zonele anticlinale şi subţiindu-se în cele sinclinale din prejur. Tectonica sa variază de la diapirismul incipient al domurilor cu lentile de sare în profunzime, pînă la diapirismul avansat al anticlinalelor cu sîmburi de sare la zi, de pe bordură.

Vom începe cu descrierea structurilor din zona centrală de nord, care se întinde de la Tîrgu Mureş pînă la sud-est de oraşul Gherla, pe o suprafaţă de circa 1 000 kmp. Ea este acoperită de depozite sarmaţiene, cu excepţia colţului de sud-est, unde apare la zi tufui de Bazna, în malul drept al Mureşului, la Ogra, la Chinari şi mai la nord la Berghia, Băla şi Curteni [1]. În restul regiunii, spre nord-vest, depozitele pliocene cu tufui de Bazna şi o bună parte din sarmaţian sînt erodate. Miocenul superior, cruţat de eroziune, descrie structurile gazeifere din zonă. Acestea sînt în ridicare generală de la sud spre nord, prezentînd astfel, pe această direcţie, un grad de eroziune tot mai accentuat. Stratul de sare se ridică şi el de pe Mureş, de la 2 367 (— 2 033) m, într-una din sondele de la Săuşa, pînă în valea Someşului Mare, unde apare la suprafaţă. Pe parcurs, stratul de sare, de grosime variabilă, formează o serie de ridicări, înconjurate de zone sinclinale, de orientare nehotărîtă, dînd uneori naştere, în depozitele din acoperiş, unor structuri mai mult sau mai puţin conforme (D. Ciupagea şi colab., 1967, 1970).

Majoritatea structurilor gazeifere de la nord de Mureş se prezintă sub forma unor domuri alungite, individualizate de-a lungul unor anticlinale majore, orientate aproximativ NV—SE. În mod excepţional cîteva din ele sînt asociate în boltiri majore, îngropate.

Din zona centrală de la nord de Mureş, vom descrie structurile caracteristice : Sărmăşel, Fîntînele, Ulieş, Grebeniş şi Bozed.

1. Domul Sărmăşel este prima structură gazeiferă pusă în evidenţă acum 70 de ani prin sonda II Sărmăşel, care avea de fapt ca obiectiv explorarea sărurilor de potasiu. Amplasată întîmplător pe apexul unui dom gazeifer, gazele au făcut erupţie la adîncimea de 302 m şi numai după doi ani şi ceva erupţia în liber a putut fi oprită. Au fost săpate după aceea, din 1910 pînă în 1918, o serie de sonde de mică adîncime, pentru conturarea complexelor III şi IV (deschise prin sonda II) şi pentru alimentarea cu gaze, începînd din 1914, a regiunii Turda —Uioara.

[1] Ciupagea D. (1932), Raport geologic, arhiva Gaz Metan Mediaş.

Nu se gîndea nimeni pe atunci că ar mai putea să existe în adîncime şi alte complexe gazeifere. Astfel se explică faptul că în 1926 — 1927, avîndu-se în vedere că presiunea sondelor scăzuse la 21 atm, s-a montat la Sărmăşel o staţie de compresoare pentru a se asigura alimentarea cu gaze în continuare a regiunii Turda — Uioara. În anul 1928, prin adîncirea sondei III a fost pus în evidenţă complexul V de gaze, cu un debit în liber de 565 000 mc/zi şi o presiune de 46,2 atm. Această descoperire a făcut inutilă staţia de compresoare, recent instalată. În capul complexului V a fost identificat tufuI de Ghiriş, cu ajutorul căruia, prin urmărirea sa în mai multe sonde, s-a construit harta structurală a domului. Prima hartă structurală a fost întocmită de A. Erni în 1927 şi reambulată de A. Vancea în 1935, prin urmărirea tufului de Sărmăşel, care apare la suprafaţă, în zona centrală a domului. Prin sonda IV, de 900 m adîncime, săpată în 1932, cu carotaj mecanic continuu, au fost puse în evidenţă alte patru complexe gazeifere (VI—IX). În anul 1950, a fost săpată sonda de referinţă I, de 2 974 m adîncime, care a traversat stratul de sare şi a pus în evidenţă ultimele 6 complexe gazeifere. Ea a interceptat următoarele limite geologice : Sa/Bgl 414 (— 65), Bgl/Bn 808 (— 481), Bn/Sare 2 067 (— 1 740), Sare/Tuf Dej 2 961 (— 2 634). Începînd cu sonda I s-a efectuat carotajul electric la toate sondele săpate în continuare la Sărmăşel. În 1956 a fost forată sonda V, de 1 853 m adîncime, deschizînd toate cele 15 complexe gazeifere, ultimul avînd o presiune de 125 atm. În sonda VI, probîndu-se laolaltă complexele XIII şi XIV, s-a măsurat un debit în liber de 2 260 000 mc/zi şi o presiune de 117 atm. Pentru conturarea complexelor gazeifere de la Sărmăşel au fost săpate numeroase sonde de explorare. Trei din sondele forate au traversat sarea şi au interceptat tufuI de Dej şi helveţianul. Sonda VII s-a oprit în sare. Prin datele seismice şi de foraj, s-a pus în evidenţă în adîncime, în zona de apex a domului, o lentilă de sare de 900 m grosime, care în zona sinclinală din jur se subţiază. Stratele badeniene, bugloviene şi sarmaţiene din acoperiş îmbracă lentila de sare, descriind un dom alungit, conform, orientat nord—sud, cu înclinări pe flancuri de 3°—5° (fig. 2). Este exemplul cel mai tipic de influenţa pe care „tectonica sării" a avut-o în formarea unor domuri gazeifere din Depresiunea Transilvaniei. Formaţiunea cu gaze de la Sărmăşel are o grosime de circa 2 100 m, aproximativ 900 m de la partea superioară, de la tufuI de Sărmăşel pînă la tufuI de Bazna fiind erodaţi [2].

Complexele gazeifere se succed din sarmaţian pînă aproape de suprafaţa sării, pe o secţiune de circa 1 800 m.

Domul Sărmăşel face parte din structurile cu rezerve geologice iniţiale mari.

2. Domul Fîntînele este situat la circa 30 km sud-est de oraşul Gherla. După cartări geologice, prospecţiuni gravimetrice şi foraje structurale de mică adîncime, executate în zona de la nord de Sărmăşel, fără rezultat, a fost semnalată structura Fîntînele de formaţia seismică 31/1967 IPGG, sub forma unei boltiri orientate NV — SE (cu închiderea dubioasă spre nord-vest), grefată pe o ridicare a reliefului prebadenian

[2] Ciupagea D. (1932), *op. cit.*

și în prelungirea sudică a anticlinalului proeminent. Strugureni — Beudiu, descris de stratul de sare în ridicare spre nord. Sonda I propusă de ICPPG (D. Ciupagea, A. Opran) a fost săpată în 1968 pînă la adîncimea de 1 838 m, interceptînd următoarele limite geologice : Sa/Bgl 224

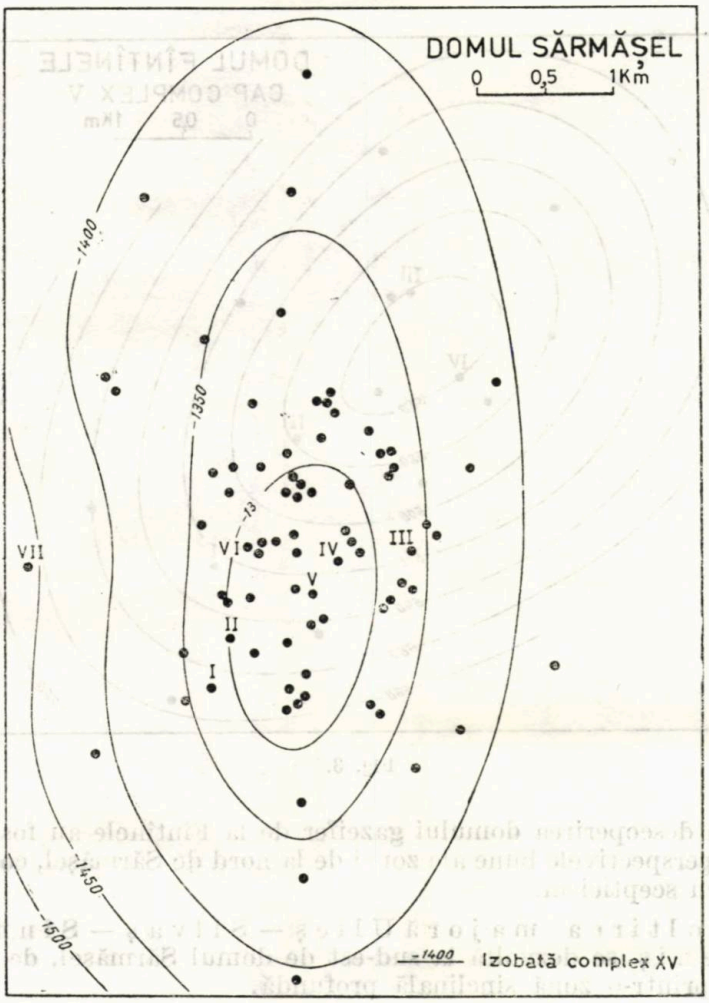


Fig. 2.

(+ 167), Bgl/Bn 896 (— 505), Bn/Sare 1828 (— 1 437) m. Ea a pus în evidență 6 complexe gazeifere. Au fost săpate în continuare mai multe sonde, dintre care șase au interceptat sarea, groasă de 400 m, în sonda II, care a și traversat-o. Au fost separate în total 9 complexe gazeifere, 6 în badenian și 3 în buglovian. În sarmațian și în partea superioară a buglovianului, pe o secțiune de 550 m, nu s-au întîlnit decît ape sălcii și ape dulci.

Prin corelarea certă a sondelor la diferite nivele, s-a putut preciza forma domului şi determina rezervele importante de gaze pe care le conţine. Structura este conformă din sarmaţian pînă la sare şi se prezintă sub forma unui dom alungit, orientat NV—SE, cu apexul în jurul sondelor III şi IV (fig. 3).

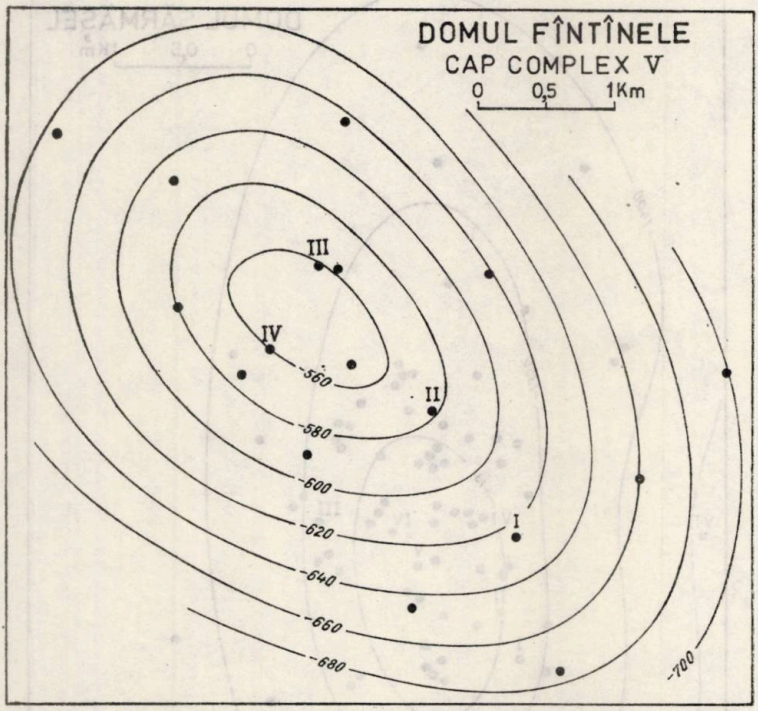


Fig. 3.

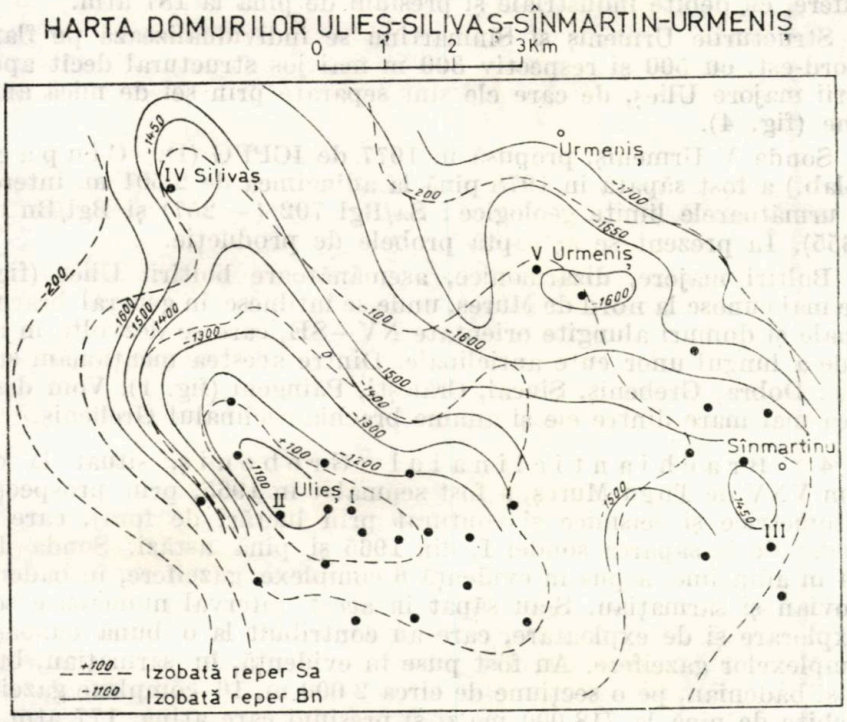
Prin descoperirea domului gazeifer de la Fîntînele au fost puse în evidenţă perspectivele bune ale zonei de la nord de Sărmăşel, considerată anterior cu scepticism.

3. Boltirea majoră Ulieş — Silvaş — Sînmartin — Urmeniş se dezvoltă la sud-est de domul Sărmăşel, de care este separată printr-o zonă sinclinală profundă.

Domul Ulieş a fost semnalat pentru prima oară prin prospecţiuni electrometrice şi seismometrice, pe baza cărora ICPG (D. Ciupagea) a propus săparea sondei I, care a fost forată în 1963 pînă la adîncimea de 2 000 m, punînd în evidenţă primele 8 complexe gazeifere. Sonda II, de 2 294 m adîncime, a fost forată în anul următor, pînă la sare, deschizînd şi ultimele două complexe gazeifere, din baza formaţiunii cu gaze. Ea a interceptat următoarele limite geologice : Sa/Bgl 322 (+ 80), Bgl/Bn 732 (— 321). S-au măsurat debite în liber de pînă la circa 1,5-milioane mc/zi şi presiuni de 176 atm. Complexele gazeifere se succed pe o secţiune de 1 500 m (2 în sarmaţian, 2 în buglovian şi 6 în badenian). Ultimii 600 m

de deasupra sării sînt alcătuiţi numai din marne. Au fost săpate pînă în prezent un număr important de sonde de explorare şi de exploatare.

Domul Sînmartinu de Cîmpie a fost semnalat prin prospecţiunile seismice executate în zonă de formaţiile 35/66 şi 35/68, ca o structură îngropată în badenian. Pe baza acestor lucrări a fost săpată în 1969 sonda



nantă, orientată NV—SE și cu apexul în jurul sondelor I și II. În prelungirea sa spre nord-vest, într-o poziție mai coborîtă cu circa 350 m, se dezvoltă structura minoră Silvaș, pe care ICPPG (D. Ciupagea și colab.) a propus săparea sondei IV forată în 1977 pînă la adîncimea de 2 431 m. Sonda a interceptat limitele geologice Sa/Bgl 734 (— 234) și Bn/Bn 1 118 (— 618) și a pus în evidență, în badenian, 6 complexe gazeifere, cu debite industriale și presiuni de pînă la 187 atm.

Structurile Urmeniș și Sînmartinu se individualizează pe flancul de nord-est, cu 500 și respectiv 300 m mai jos structural decît apexul boltirii majore Ulieș, de care ele sînt separate prin șei de mică amplitudine (fig. 4).

Sonda V Urmeniș, propusă în 1977 de ICPPG (D. Ciupagea și colab.) a fost săpată în 1978 pînă la adîncimea de 2 501 m, interceptînd următoarele limite geologice : Sa/Bgl 702 (— 257) și Bgl/Bn 1 100 (— 655). În prezent se așteaptă probele de producție.

Boltiri majore, dizarmonice, asemănătoare boltirii Ulieș (fig. 4) nu se mai cunosc la nord de Mureș, unde se întîlnesc în general brachianticlinale și domuri alungite orientate NV—SE, care se dezvoltă în releu sau de-a lungul unor cute anticlinale. Dintre acestea menționăm structurile : Dobra, Grebeniș, Șincai, Crăiești, Păingeni (fig. 1). Vom descrie pe cea mai mare dintre ele și anume brachianticlinalul Grebeniș.

4. Brachianticlinalul Grebeniș, situat la circa 20 km VNV de Tîrgu Mureș, a fost semnalat în 1965, prin prospecțiuni electrometrice și seismice și conturat prin lucrări de foraj, care s-au succedat de la săparea sondei I, din 1965 și pînă astăzi. Sonda I, de 1 824 m adîncime, a pus în evidență 6 complexe gazeifere, în badenian, buglovian și sarmațian. S-au săpat în acest interval numeroase sonde de explorare și de exploatare, care au contribuit la o bună cunoaștere a complexelor gazeifere. Au fost puse în evidență, în sarmațian, buglovian și badenian, pe o secțiune de circa 2 000 m, 16 complexe gazeifere, cu debite de pînă la 718 000 mc/zi și presiuni care ating 177 atm.

Structura Grebeniș se prezintă sub forma unui brachianticlinal de peste 15 km lungime, orientat NV—SE, cu o lentilă de sare de circa 600 m grosime în zona de apex, din jurul sondei II. Aceasta a atins adîncimea de 2 295 m și a interceptat sarea și următoarele limite geologice : Sa/Bgl 776 (— 409), Bgl/Bn 1 206 (— 839), Bn/Sare 2 293 (— 1926)m Sondele III și IV care încadrează la nord și la sud sonda II, au interceptat și ele sarea, la — 1 977 și respectiv — 2 052 m, arătînd astfel că apexul lentilei de sare coincide cu apexul complexelor gazeifere din acoperiș (fig. 5). Acestea prezintă o ușoară dizarmonie pe flancuri, între primele trei complexe și cele inferioare. Flancul de SV este faliat longitudinal.

Brachianticlinalul Grebeniș face parte din structurile cu rezerve geologice inițiale foarte mari. Este al treilea în ordinea mărimii, după Filitelnic și Deleni.

5. Domurile Bozed și Bozed Vest sînt situate de asemenea la nord de Mureș, la circa 16 km nord de municipiul Tîrgu Mureș. Ele sînt de menționat prin caracterul lor structural cu totul deosebit (fig. 6).

Pe bază de seismosondaje şi prin cîteva foraje de mică adîncime, a fost semnalat în 1961 un dom cu apexul la sud de localitatea Bozed, unde a fost săpată în 1962 sonda 1, de 2 700 m adîncime, cu rezultat negativ.

Prin prospecţiunile seismice din 1965 s-a indicat domul Bozed ca o structură îngropată în buglovian şi badenian, cu apexul la 3,5 km

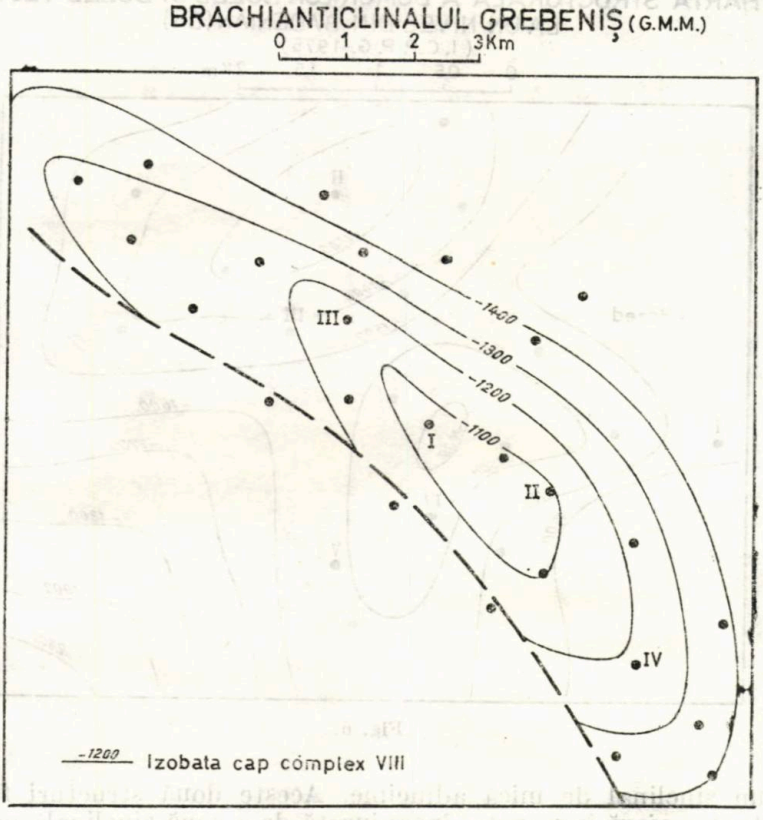


Fig. 5.

nord-est de sonda I. În această zonă ICPPG (D. Ciupagea, A. Oprană) a propus săparea sondei II. Ea a fost forată în anul 1966, pînă la adîncimea de 2 042 m şi a pus în evidenţă opt complexe gazeifere în badenian şi buglovian. Pe această structură au fost săpate în continuare, pînă în 1972 şi alte sonde, productive la badenian şi buglovian. Din cauza aspectului negativ al diagrafiilor electrice nu s-au făcut în sarmaţian probe de producţie la nici o sondă, în afară de sonda I. Sonda III, de 2 989 m adîncime a atins sarea şi a interceptat următoarele limite geologice : Sa/Bgl 1 060 (— 591), Bgl/Bn 1 424 (— 955), Bn/Sare 2 979 (— 2 508). Au fost separate în buglovian şi badenian, 12 complexe gazeifere.

Concomitent cu lucrările de foraj, au fost continuate în zonă şi prospecţiunile seismice. Pe baza noilor date, ICPPG a întocmit în 1970 două scheme structurale, la limita Bgl/Bn şi la un reper din badenian. Ele semnalează la vest şi alături de structura cunoscută de la Bozed, o altă structură, Bozed Vest, de asemenea îngropată în buglovian şi badenian, cu aceeaşi orientare NV—SE şi separată de prima structură

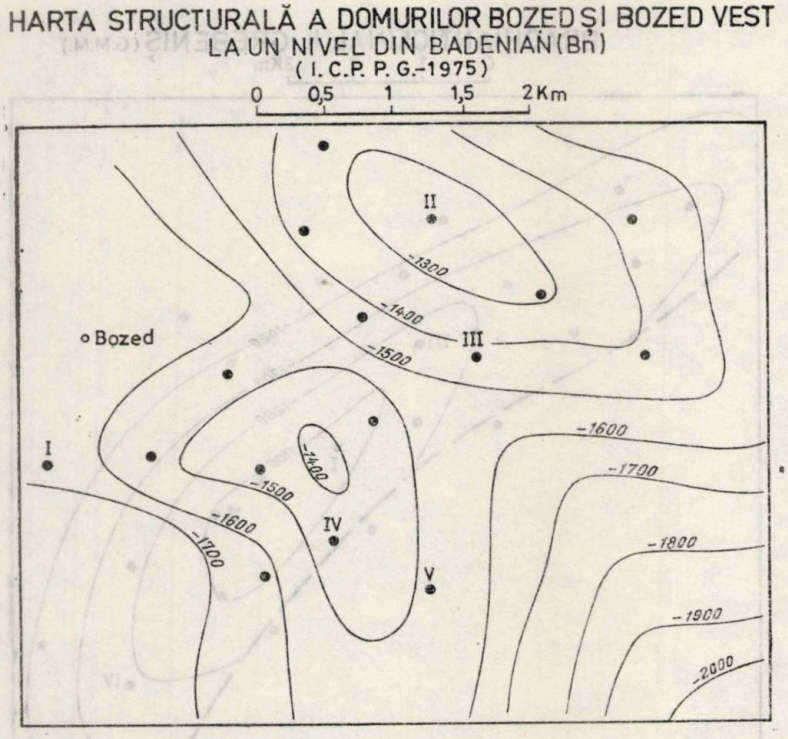


Fig. 6.

printr-un sinclinal de mică adîncime. Aceste două structuri formează o structură majoră îngropată, înconjurată de o zonă sinclinală profundă. ICPPG (C i u p a g e a şi colab.,) a propus săparea pe noua structură a sondelor IV şi V Bozed Vest. Sonda IV, situată în zona de apex, a fost forată în 1970 şi a interceptat următoarele limite geologice : Sa/Bgl 1 050 (— 581), Bgl/Bn 1 444 (— 975) m. Au fost săpate în continuare şi alte sonde, care au confirmat şi precizat structura seismică, luată ca bază de lucru şi au pus totodată în evidenţă 9 complexe gazeifere, cu debite industriale. Sarmaţianul de pe structura majoră Bozed nu este productiv. După datele seismice el este transgresiv şi discordant peste buglovian, în ridicare spre vest, pînă la Şincai, după cum reiese şi din cartările mai vechi de la suprafaţă [3]. Din cauza aspectului negativ al diagrafiilor elec-

[3] C i u p a g e a D. (1932), *op. cit.*

trice nu s-au făcut probe de producţie la sarmaţian nici la sondele de pe structura Bozed Vest, în afară de sonda I din apropiere, cu rezultat negativ. Harta structurală anexată (fig. 6) a fost întocmită în 1975 de ICPPG, la un nivel din badenian, folosind şi datele seismice ale formaţiilor 27/73 şi 25/74.

Vom descrie în continuare cîteva din structurile gazeifere din zona centrală de sud, din ţinutul Tîrnavelor, unde sînt localizate domurile cele mai mari şi mai bogate, orientate aproximativ est — vest şi acoperite în cea mai mare parte de pliocen.

6. Domul Filitelnic, situat pe malul drept al Tîrnavei Mici, la circa 19 km nord-vest de Sighişoara, se dezvoltă în zona de maximă scufundare a depresiunii, pe o suprafaţă de circa 200 kmp, acoperită de nisipuri şi marne pliocene. Regiunea a fost cartată în 1933 [4] şi 1939 [5] de D. Ciupagea. Neîntîlnind în deschiderile naturale de la suprafaţă un strat reper, a indicat apexul structurii în marginea de est a localităţii Filitelnic, prin măsurători cu busola şi prin urmărirea, cu barometrul altimetric, a contactului dintre marnele medii şi nisipurile superioare pliocene, care la est de Filitelnic se află în poziţia cea mai ridicată. Pentru precizarea structurii din adîncime şi pe toată suprafaţa sa, s-a propus încă din 1933 executarea în zonă de prospecţiuni geofizice. Lucrările de foraj au început abia în 1949, cînd a fost săpată sonda I, de numai 529 m, în marginea de est a satului Filitelnic. Sonda a rămas cu talpa în pliocen, fără să fi obţinut astfel vreun rezultat.

În 1954 a fost săpată sonda II la 4,5 km est de sonda I, pe baza unui minim gravimetric local şi a unor indicaţii seismice. Ea a atins adîncimea de 1 138 m şi a întîlnit, în sarmaţianul deschis pe o grosime de 463 m, numai ape sărate. Cu trei ani mai tîrziu, s-a reluat forajul, săpîndu-se în 1957/58 sonda III, la 600 m est de sonda I. Prin sonda III, care a atins adîncimea de 2 507 m, au fost puse în evidenţă, de la 840 m în jos, 12 complexe gazeifere, cu debite foarte mari şi presiuni de pînă la 230 atm. Complexul I a avut un debit în liber de 1 800 000 mc/zi şi o presiune în stare închisă de 87,5 atm. În lumina datelor structurale ulterioare, se constată că dacă sonda I ar fi fost săpată pînă la 1 000 m adîncime, ar fi pus şi ea în evidenţă, cu 9 ani mai devreme, complexul I din sonda III şi complexele A şi B de la partea superioară a sarmaţianului, neîncercate în sonda III. De asemenea, dacă sonda II, situată prea jos structural la sarmaţian, dar pe apexul structurii la buglovian (fig. 7), ar fi fost săpată pînă la 2 400 m, ea ar fi deschis buglovianul pe toată grosimea sa, cu cele 5 complexe gazeifere.

În urma rezultatelor foarte bune obţinute prin sonda III, începînd din anul 1958 şi pînă astăzi, au fost săpate la Filitelnic numeroase sonde de explorare şi exploatare. Sonda de referinţă IV Filitelnic, de 4 533 m adîncime (cea mai adîncă sondă din Depresiunea Transilvaniei) a traversat formaţiunea cu gaze, stratul de sare, tuful de Dej, helveţianul şi s-a oprit în senonian, interceptînd următoarele limite geologice : Pl/Sa 530 (—185), Sa/Bgl 1 056 (— 1 511), Bgl/Bn 2 450 (— 2 105), Bn/Sare 3 526 (— 3 181),

[4] Ciupagea D. (1933), Raport geologic, arhiva Gaz Metan Mediaş.
[5] Ciupagea D. (1939), Raport geologic, arhiva Gaz Metan Mediaş.

Sare/TD 3 775 (— 3 430), TD/Hv 3 805 (— 3 480), Hv/Sen 3 890 (— 3 545) m.

S-au separat în cuprinsul structurii Filitelnic 19 complexe gazeifere (9 în Sarmaţian, 5 în buglovian şi 5 în badenian). S-au construit hărţi structurale pentru fiecare complex gazeifer, din care structura Filitelnic apare sub forma unei boltiri majore, dizarmonice, cu mai multe culminaţii (fig. 7).

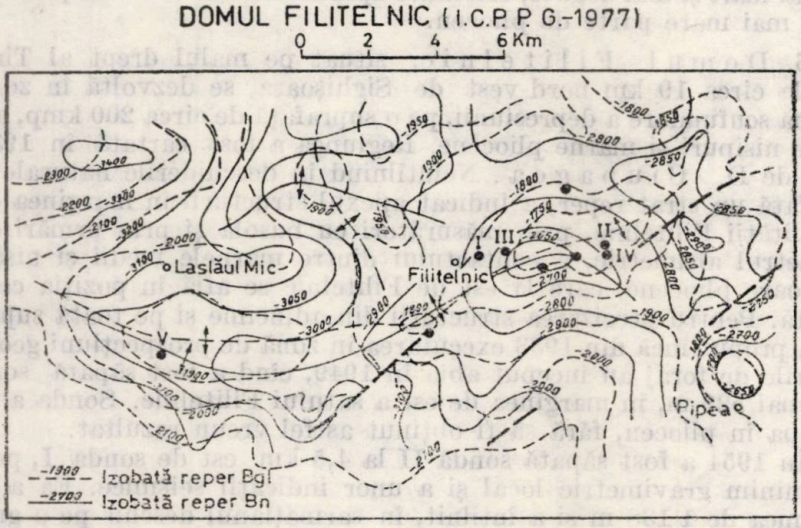


Fig. 7.

În extremitatea de vest a structurii Filitelnic, au fost săpate, la Laslău, în anii 1961 — 1962, trei sonde cu rezultat negativ. Prospecţiunile electrice şi seismice, executate ulterior în zonă, au indicat existenţa la Laslău a unei structuri îngropate, sub adîncimea de 2 000 m. Primele trei sonde, fiind situate pe flancul de nord, prea jos structural şi avînd o adîncime prea mică, n-au întîlnit nici un complex gazeifer. Pe baza noilor indicaţii geofizice IOPPG (D. Ciupagea şi colab.) a propus săparea sondei V Laslău, forată în 1967 pînă la adîncimea de 3 226 m. Ea a pus în evidenţă sub adîncimea de 2 200 m, în buglovian şi badenian, 10 complexe gazeifere. Alte sonde de explorare au fost săpate pînă în 1978, cu ajutorul cărora s-a precizat forma structurii Laslău şi legătura tectonică cu structura majoră Filitelnic, din care face parte.

O altă boltire secundară, de mici proporţii, neexplorată încă, care face parte de asemenea din structura majoră Filitelnic, este structura Pipea, pusă în evidenţă, prin prospecţiuni seismice, în buglovian şi badenian, pe flancul de sud-est al structurii majore. IOPPG (D. Ciupagea şi colab.) a propus în 1975 săparea pe această structură a unei sonde de prospecţiune, care n-a fost încă forată.

Harta structurală anexată (fig. 7) la cîte un nivel din buglovian şi badenian arată complexitatea, dizarmonia şi mărimea structurii majore Filitelnic. La reperul din badenian structura apare sub forma unei singure

şi mari boltiri, cu apexul între sondele I şi II şi două ramificaţii vestice. La reperul din buglovian structura prezintă 5 culminaţii, dintre care două mai mari, boltirea Filitelnic, cu apexul în jurul sondei II şi boltirea Laslău, cu apexul la 12 km mai la VSV. La un reper superior din sarmaţian (cap complex II) apexul structurii Filitelnic se află la vest de sonda I, în timp ce la un alt reper din sarmaţian (cap complex VI) apexul structurii se deplasează cu 7,5 km mai la est. Talvegul sinclinalelor de închidere spre est se deplasează pe un interval de 5 km la est de sonda IV.

Menţionăm că pliocenul, gros de 500 — 800 m, transgresiv şi discordant peste sarmaţian, nu se închide probabil spre nord, din care cauză este neproductiv, spre deosebire de pliocenul de pe domul învecinat de la est, Sîngeorgiu de Pădure, unde el descrie o boltire închisă de toate părţile şi conţine 6 complexe gazeifere.

7. Domul Nadeş-Prod, situat la circa 8 km nord-vest de Sighişoara, imediat la sud de domul Filitelnic, este un alt exemplu de structură majoră dizarmonică, cu mai multe culminaţii, caracteristică zonei de mare scufundare dintre cele două Tîrnave. El a fost cartat în 1929 de D. Ciupagea [6]. Neîntîlnind, pentru precizarea zonei de apex a structurii acoperită de pliocen, nici un strat reper, s-a mărginit la măsurători cu busola şi a considerat ca zonă de apex aparitia la zi de sub marnele ponţiene medii, a nisipurilor inferioare pliocene, unde a fixat locaţia sondei I. Aceasta a fost săpată în anul 1930 pînă la adîncimea de 415 m. De la 109 m unde a fost întîlnit tuful de Bazna şi pînă în talpă, au avut loc puternice manifestaţii şi erupţii de gaze, din care cauză forajul a fost oprit. Pe intervalul 348 — 415 m, a fost pus în evidenţă un complex de gaze cu un debit în liber de 916 704 mc/zi şi o presiune de 50,3 atm. Cu primele trei sonde, săpate în perioada 1930 — 1939, au fost puse în evidenţă două complexe cu gaze curate, cu debite şi presiuni mari şi patru complexe cu gaze şi ape sărate. S-a constatat astfel că cele trei sonde sînt situate pe flancul de est al structurii. Lucrările de explorare au continuat, din aproape în aproape, în adîncime şi extindere, spre vest. Începînd din 1937, domul Nadeş a intrat în producţie, alimentînd cu gaze municipul Sighişoara.

Au fost săpate pînă în prezent numeroase sonde de explorare şi exploatare. Sonda II a atins adîncimea de 3 508 m, interceptînd sarea şi următoarele limite geologice : Pl/Sa 658 (— 294), Sa/Bgl 1 806 (— 1 442), Bgl/Bn 2 403 (— 2 039), Bn/Sare 3 493 (— 3 129) m. Au fost puse în evidenţă, pe o secţiune de 2 400 m, 22 complexe gazeifere (4 în badenian, 4 în buglovian, 13 în sarmaţian şi 1 în pliocen).

Pe baza prospecţiunilor seismice efectuate de formaţia 35/69, care a semnalat la Seleuş — Prod, pe periclinul de vest al domului Nadeş, o boltire îngropată în buglovian şi badenian, ICPPG (D. Ciupagea şi colab.) a propus săparea pe această structură a sondelor III şi IV.

Forate în 1970—1971, pînă la adîncimea de 3 200 m şi respectiv 2 922 m, ele au pus în evidenţă 10 complexe gazeifere. Sonda III a interceptat următoarele limite geologice : Pl/Sa 600 (— 215), Sa/Bgl 1 825 (— 1 438) Bgl/Bn 2 374 (— 1 984)m. Au fost săpate în continuare pe

[6] Ciupagea D. (1930), Raport geologic, arhiva Gaz Metan Mediaş.

structura Seleuş — Prod şi alte sonde din care numai una a fost abandonată fără gaze.

Pe baza datelor seismice şi de foraj, ICPPG a întocmit în 1978 harta structurală a domului Nadeş — Prod, la cîte un reper din sarmaţian, buglovian şi badenian. Harta structurală anexată (fig. 8), reprezintă imaginea domului numai la reperele din sarmaţian şi din badenian. La sarmaţian ea se prezintă sub forma unei singure boltiri, cu apexul la circa 2,5 km sud-vest de sonda I. Periclinul său de sud-vest acoperă

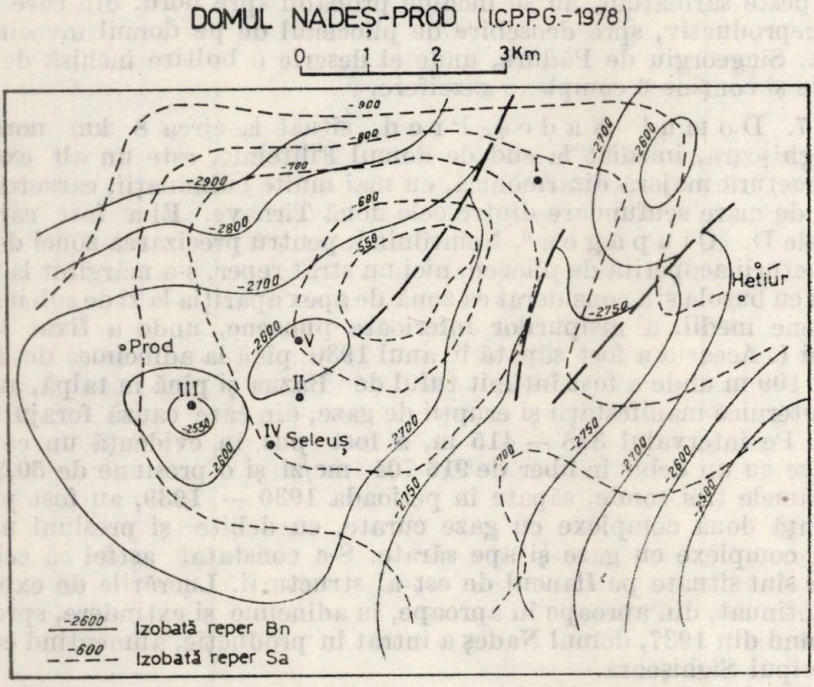


Fig. 8.

structura îngropată Prod — Seleuş, iar periclinul de nord-est acoperă a doua structură îngropată, structura Hetiur, pusă recent în evidenţă la buglovian şi badenian. Aceste două structuri extreme nu există în sarmaţian, fapt care pune în evidenţă transgresiunea şi discordanţa tectonică dintre saramaţian şi depozitele mai vechi.

Cu circa 1 000 m mai jos, la nivelul din buglovian, figurat în hartă, apexul structurii se deplasează cu încă 3,5 km spre sud-vest, în jurul sondelor III şi IV Prod. La acest nivel se individualizează şi boltirea minoră Hetiur, de pe periclinul de nord-est al structurii Nadeş — Prod, precum şi boltirea dintre sondele II şi V Nadeş.

Structura Nadeş — Prod nu este încă complet explorată. Ea face parte din structurile cu rezerve geologice iniţiale foarte mari.

8. Domurile Deleni — Velţ — Cetatea de Baltă, situate la vest de boltirile majore Filitelnic — Laslău şi Nadeş — Prod,

formează a treia boltire de mari proporţii din ţinutul Tîrnavelor, orientată de asemenea aproximativ est — vest, dar care prezintă şi unele deosebiri structurale esenţiale : au o structură conformă, sînt parţial erodate, în zona de apex, iar complexele nisipoase din badenian şi buglovianul inferior de la Filitelnic şi Laslău, sînt aici marnizate.

Primele sonde de explorare şi exploatare de la Deleni, de 200 — 380 m adîncime, au fost săpate în perioada 1912 — 1924, pînă la baza primului complex gazeifer.

HARTA STRUCTURALĂ A DOMURILOR DELENI-VELŢ-CETATEA DE BALTĂ
LA TUFUL DE HĂDĂRENI (I.C.P. P.G.-1978)

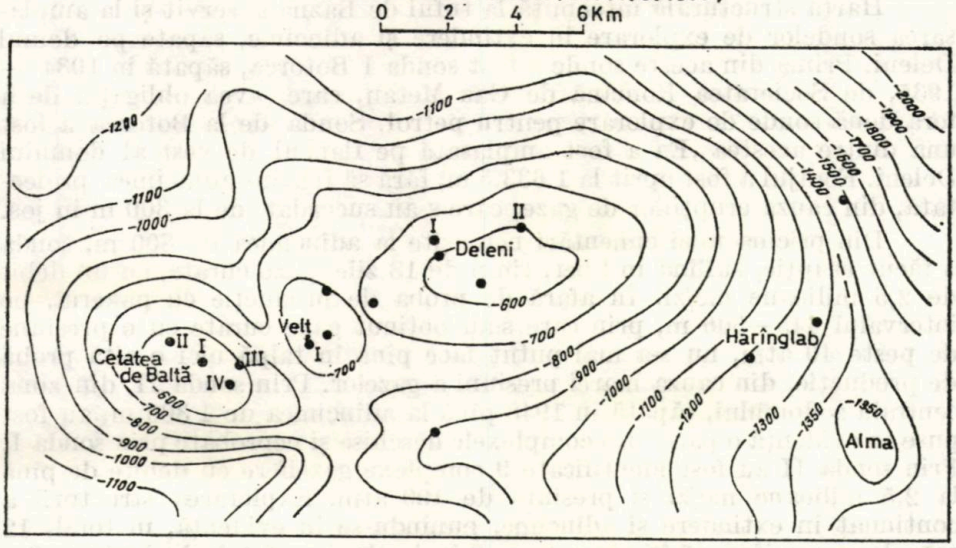


Fig. 9.

În 1932 şi 1933, D. C i u p a g e a (1935 a, b) a construit harta structurală a grupului de domuri : Deleni, Cetatea de Baltă şi Bazna, la tuful de Bazna, urmărit cu barometrul altimetric în deschiderile naturale de la suprafaţă. Prin această hartă s-a constatat că domurile Deleni, Cetatea de Baltă şi Bazna, situate între cele două Tîrnave, alcătuiesc o boltire majoră, înconjurată de o zonă sinclinală profundă. Domurile componente sînt separate prin sinclinale de mică adîncime, iar în zonele lor de apex, de elevaţie diferită, formaţiunea cu gaze este erodată, sub tuful de Bazna, pe o grosime de circa 350 m la Deleni, 220 m la Cetatea de Baltă şi 125 m la Bazna. Domurile Deleni — Cetatea de Baltă, situate pe acelaşi aliniament est — vest, de circa 25 km lungime, sînt separate prin sinclinalul cel mai puţin adînc, astfel s-a putut presupune că ele ar putea avea o suprafaţă productivă comună. Toate aceste date au fost în bună parte confirmate şi completate prin lucrările seismice şi de foraj, executate ulterior, pe temeiul cărora ICPPG a construit în 1978 harta structurală anexată, a domurilor Deleni — Velţ — Cetatea de Baltă, la tuful de Hădăreni, din buglovian (fig. 9).

Pe baza hărții geologice ridicată de A. Erni[7] și a hărții structurale construite de D. Ciupagea (1935 a) a fost săpată în 1946 sonda I Cetatea de Baltă, de 1 100 m adîncime, prin care au fost puse în evidență mai multe complexe gazeifere, cu debite de pînă la 626 000 mc. zi și presiuni de pînă la 97 atm. În 1947 au fost săpate în grabă sondele II și III, la complexele VI și respectiv IV, pentru a putea alimenta cu începere de la 1 noiembrie 1947 conducta Botorca — Agnita — București. Sonda IV, săpată în 1966, a atins adîncimea maximă de 1 929 m interceptînd tufuldeHădăreni la 952 (— 517) m și sarea la 1 927 (—1492) m. Au fost separate la Cetatea de Baltă 10 complexe gazeifere, localizate în sarmațian și la partea superioară a buglovianului.

Harta structurală întocmită la tufuldeBazna a servit și la amplasarea sondelor de explorare în extindere și adîncime, săpate pe domul Deleni. Prima din aceste sonde a fost sonda I Botorca, săpată în 1934 — 1935, de Societatea Română de Gaz Metan, care avea obligația de a fora două sonde de explorare pentru petrol. Sonda de la Botorca a fost una dintre acestea .Ea a fost amplasată pe flancul de vest al domului Deleni. Forajul a fost oprit la 1 633,5 m, fără să fi atins adîncimea proiectată, din cauza erupțiilor de gaze, care s-au succedat de la 300 m în jos.

Din pricina unei cimentări nereușite la adîncimea de 800 m, sonda a făcut erupție, suflînd în liber, timp de 18 zile, gaze curate, cu un debit de 2,5 milioane mc/zi. În afară de proba de producție cu pakerul, pe intervalul 445—506 m, prin care s-au obținut gaze curate cu o presiune de peste 40 atm, nu s-a mai putut face pînă în talpă nici o altă probă de producție, din cauza marei presiuni a gazelor. Prin sonda II, din zona centrală a domului, săpată în 1948 pînă la adîncimea de 1 300 m, au fost puse în evidență o parte din complexele deschise și neprobate prin sonda I. Prin sonda II au fost identificate 9 complexe gazeifere cu debite de pînă la 2,5 milioane mc/zi și presiuni de 109 atm. Explorarea structurii a continuat în extindere și adîncime, punîndu-se în evidență, în total, 12 complexe gazeifere (5 în sarmațian, 6 în buglovian și 1 în badenian). S-a precizat forma structurii, care este conformă la toate nivelele, precum și variațiile de facies litologic. S-a constatat o marnizare a nisipurilor badeniene și a celor bugloviene de sub tufuldeHărăreni, de la est spre vest, de la Hărănglab pînă în zona de apex a domului Deleni. Complexul XII de la partea superioară a badenianului, constituie zăcămîntul litostratigrafic de la Hărînglab. Complexele XI, X și IX din buglovian, acoperă periclinul de est și zona de apex a domului și se marnizează pe periclinul de vest, constituind astfel alte capcane lito-stratigrafice. Toate celelalte complexe nisipoase, de deasupra tufului de Hădăreni acoperă domurile Deleni și Cetatea de Baltă, constituind în zonele de apex capcane structurale gazeifere.

Formația seismică 28/72 a semnalat existența unei mici boltiri, la Velț, pe periclinul de vest al domului Deleni, unde ICPPG (D. Ciupagea și colab.) a propus săparea sondei de prospecțiune I Velț. Ea a fost forată în 1973, pînă la adîncimea de 1 804 m, punînd în evidență 5 complexe gazeifere în sarmațian și buglovian. Au fost săpate în conti-

[7] Erni Artur (1929), Raport geologic, arhiva Gaz Metan Mediaș.

nuare, pînă în prezent, pe structura Velţ, alte sonde prin care se confirmă existenţa structurii minore Velţ, separată de domul Deleni printr-un mic sinclinal. La anumite complexe suprafeţele productive de la Deleni şi Velţ se ating.

Harta structurală a domului Deleni, la tuful de Hădăreni (fig. 9) arată forma şi întinderea acestei mari boltiri, a doua după Filitelnic, în ordinea mărimii rezervelor geologice iniţiale. Ea include şi structura Alma, de mici proporţii, semnalată recent pe flancul de sud-est al structurii majore, în cuprinsul căreia ICPPG (Alex. Opran şi Lia Colban) a propus, în 1978, săparea primei sonde de prospecţiune.

În cadrul unor teme ICPPG din 1972 [8] şi din 1977 [9], au fost indicate locaţiile mai multor sonde de referinţă, de mare adîncime, avînd ca obiectiv investigarea depozitelor prebadeniene din Depresiunea Transilvaniei. Una din aceste locaţii este situată pe domul Deleni.

9. Domul Noul Săsesc este situat la circa 15 km sud de oraşul Dumbrăveni. A fost studiat în 1931, 1938 şi 1942 de D. Ciupagea [10], care urmărind, în deschideri naturale şi puţuri, tuful de Ighiş (situat în ponţian, la 172 m deasupra tufului de Bazna) a construit prima hartă structurală a domului, pe baza căreia a fost săpată în 1939 sonda I. Această sondă a atins adîncimea de 1 211 m şi a pus în evidenţă în sarmaţian 7 complexe gazeifere şi 5 complexe cu ape sărate. Este de menţionat faptul că primul complex gazeifer se află la 350 m sub tuful de Bazna.

În anul 1942 [11] s-a construit harta structurală a domului la tuful de Bazna şi la un tuf subţire din capul complexului I de gaze, pe date de foraj. S-a constatat astfel că apexul domului se deplasează în adîncime de la est la vest.

S-au săpat numeroase sonde de explorare. Sondele II şi III de 2 678 şi respectiv 2 550 m adîncime au atins sarea, prima interceptînd următoarele limite geologice : Pl/Sa 236 (+ 363), Sa/Bgl 1 108 (— 509), Bgl/Bn 1 782 (— 1 183), Bn/Sare 2 438 (— 1 839).

Au fost puse în evidenţă 15 complexe gazeifere, din care 9 în sarmaţian şi 7 în buglovian. Badenianul este marnos.

Apexul structurii la tuful de Hădăreni (fig. 1) se află la 2 km vest de sonda I, situată pe apexul structurii la tuful de Ighiş. Dizarmonia se explică prin transgresiunea şi discordanţa dintre pliocen, sarmaţian şi buglovian, constatată ulterior prin studiul microfaunei.

Domul Noul Săsesc face parte din structurile cu rezerve geologice mari.

10. Domurile gazeifere din zona marginală a depresiunii sînt în general de mici proporţii şi cu rezerve reduse, cu unele excepţii în partea de vest (fig. 1), unde menţionăm pe cele mai importante, cu anul descoperirii lor : brachianticlinalul Zau (1912), Săulia

---

[8] Pătruţ I. şi colab. (1972), Raport geologic, arhiva ICPPG Bucureşti.

[9] Muntz K., Ciupagea D., Palade Gh. (1977), Raport geologic, arhiva ICPPG Bucureşti.

[10] Ciupagea D. (1931, 1938, 1942), Raport geologic, arhiva Gaz Metan Mediaş.

[11] Ciupagea D. (1942), Raport geologic, arhiva Gaz Metan Mediaş.

(1963) — Dobra (1966) și domurile Luduș (1960), Bogata de Mureș (1951), Lechința (1970), Iernut (1971), Tăuni (1949), Axente Sever (1979). Structurile Bogata și Tăuni au fost semnalate prin cartări geologice de Ciupagea[12] și A. Vancea[13], iar structura Axente Sever, prin reinterpretarea de către ICPPG (A. Oprean, L. Colban) a lucră-

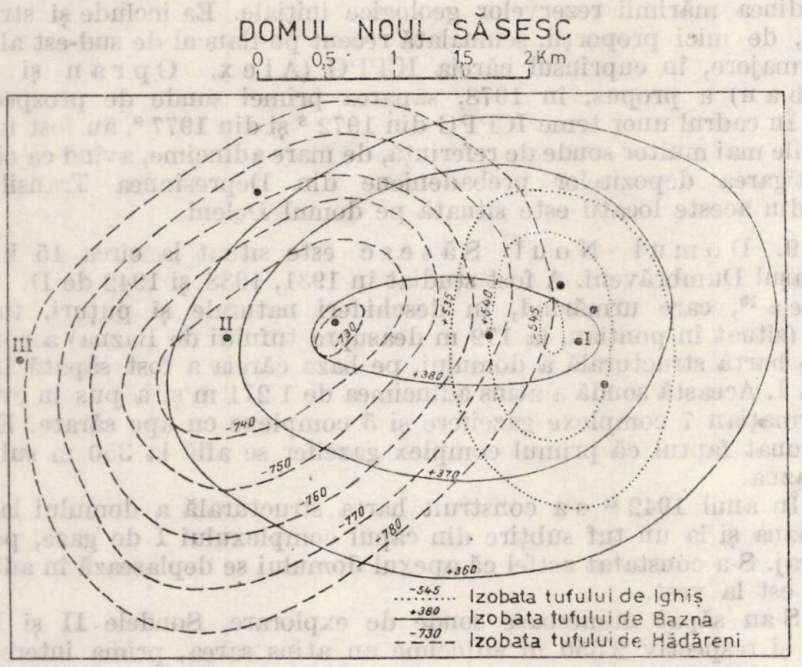


Fig. 10.

rilor seismice și de foraj prin care a fost conturat brachianticlinalu Tăuni, pe al cărui periclin de sud-est se dezvoltă noua structură.

În partea marginală de est, structurile gazeifere sînt mai numeroase și asociate uneori în boltiri majore, ca de pildă domurile : Daia — Țelina — Retiș — Netuș — Bărcut, Cristur nord — Cristur sud — Porumbenii Mici, Simonești — Chedia, Tărcești — Bențid — Firtușu — Cușmed.

Ultimul grup de domuri, situat imediat la vest de zona diapiră Odorhei — Sovata și de rețeaua de falii care o afectează, conține zăcăminte de gaze mixte, alcătuite din CO_2, CH_4, N_2 și He. Bioxidul de carbon este predominant în partea inferioară a badenianului, iar gazul metan la partea superioară a sarmațianului. S-a atras atenția, încă din 1943 asupra prezenței azotului și heliului în gazele din apele sărate de pe bordura de sud-est a bazinului (D. Ciupagea, 1943) Prezența lor în structurile cu gaze mixte, cu debite mari, pune problema existenței posi-

[12] Ciupagea D. (1951), Raport geologic, arhiva Ministerului Petrolului și al Chimiei București.

[13] Vancea A. (1940), Raport geologic, arhiva Gaz Metan Mediaș.

bile a unor zăcăminte industriale de heliu în aceste structuri. Importanța economică și națională a acestei probleme a fost subliniată de D. Ciupagea în 1964 [14], precum și de colectivul temei nr. 36/1975 ICPPG [15].

Rămîn de menționat structurile gazeifere din zona marginală de nord : Strugureni, Geaca și Țaga, descoperite recent.

Prin lucrările viitoare de prospecțiune, explorare și sinteză, în curs de executare, efectuate de un colectiv de geofizicieni și geologi cu o vastă experiență și o înaltă pregătire profesională, se vor descoperi desigur și alte structuri gazeifere. Ele nu vor fi în nici un caz de categoria domurilor mari și foarte mari, ci de categoria structurilor cu rezerve mici (Strugureni, Țaga, Geaca, Silivaș, Velț, Retiș, Netuș, Bărcut, Axente Sever) descoperite după 1974.

Problema importantă de rezolvat la ora actuală este de a se stabili dacă sedimentarul de sub sare, gros de pînă la 6 000 m, conține sau nu zăcăminte de hidrocarburi. Pentru lămurirea definitivă a acestei importante și stringente probleme, este necesară săparea mai multor sonde de mare adîncime, propuse de Institutul de cercetări și proiectări pentru petrol și gaze în cadrul mai multor teme cu acest subiect, din care menționăm pe cea din 1972 [16] și din 1977 [17].

BREF APERÇU SUR LES DÔMES DE LA DEPRESSION DE TRANSYLVANIE

RÉSUMÉ

On expose dans cet article les résultats des travaux géologiques, géophysiques et de forage exécutés dans le Bassin de Transylvanie pendant les 70 années qui se sont écoulées depuis la découverte à Sărmășel, en 1909, du premier dôme gazéifère. Les 81 dômes mis en évidence par ces travaux renferment un des plus grands gisements de gaz naturel d'Europe.

Dans le cadre d'une présentation synthétique de la stratigraphie et de la tectonique de la Formation à gaz du bassin, on sépare les 81 structures en deux zones : une zone centrale qui contient 91% des réserves découvertes et la zone marginale qui n'en contient que 9%.

Dans le présent article se trouve annexée une carte d'ensemble avec toutes les 81 structures, ainsi que la description détaillées, avec cartes structurelles à l'appuis des plus grandes et des plus caractéristiques structures, situées dans la zone centrale : 1) Sărmășel, 2) Fîntînele, 3) Le groupe Ulieș — Silivaș — Sînmartin — Urmeniș, 4) Grebeniș, 5) Bozed, 6) Filitelnic, 7) Nadeș — Prod, 8) Le groupe Deleni — Velț — Cetatea de Baltă, 9) Noul Săsesc. Les structures de la zone marginale

[14] Ciupagea D. (1964), Raport geologic, arhiva ICPPG București.

[15] Coman V., Anton Sever, Ciupagea D., Ionescu Eugenia (1975), Raport geologic, arhiva ICPPG București.

[16] Pătruț I. și colab. (1972), Raport geologic, arhiva ICPPG București.

[17] Muntz K., Ciupagea D. Palade Gh. (1977), Raport geologic, arhiva ICPPG București.

sont traitées sommairement étant donné qu'elles sont de moindre importance minière.

L'auteur attire l'attention, à la fin de l'article, sur la nécessité de la continuation des travaux pour établir si les dépôts présbadéniens du bassin qui dans la partie centrale ont une épaisseur d'environ 6 000 m, ne contiennent pas, comme on le suppose, des gisements d'hydrocarbures.

On signale en même temps la présence de l'hélium dans les structures à gaz mixtes de la bordure orientale du bassin.

BIBLIOGRAFIE

CIUPAGEA D. (1935 a), *Nouvelles données sur la structure du Bassin Transylvain*, Bul. soc. rom. geol., II.

— (1935 b), *Sur la structure des champs gazéifères de Transylvanie*, Congres international des Mines, de la Métalurgie et de la Géologie appliquée. VIIe Session — Paris.

— (1943), *Sur la composition des gaz libres de quelques sources salées dans la partie S.E. de la Cuvette transylvaine*, Bull. Acad. Rom. Sect. sci., XXVI, *I*.

CIUPAGEA D., ICHIM TR., POPA M., OPRAN A. (1967), *L'influence du sel sur la tectonique des dépots miocènes de la Dépression de Transylvanie*, Carp.-Balk. Geol. Assoc., VII Congr. Belgrad.

CIUPAGEA D., PAUCĂ M., ICHIM TR. (1970), *Geologia Depresiunii Transilvaniei*, Edit. Academiei R. S. România, Bucureşti.

Primit în redacţie
la 17 ianuarie 1979

OBSERVAȚII ASUPRA UNOR ZĂCĂMINTE DE GAZE MIXTE DIN PARTEA DE EST A DEPRESIUNII TRANSILVANIEI

DE

D. PARASCHIV

După cum se știe din lucrările publicate (D. Ciupagea și colab., 1970; D. Paraschiv, 1975), pe marginea de est a Depresiunii Transilvaniei, în vecinătatea orașului Odorhei, au fost descoperite zăcăminte de gaze mixte pe structurile Tărcești — Benți d, Firtușu, Cușmed și Odorhei. Punerea în evidență a unor acumulări de gaze nehidrocarburice, asociate într-o proporție mai mare sau mai mică cu metan, n-a constituit un fapt surprinzător, ținînd seama de numeroasele indicații de acest gen, în apele izvoarelor minerale din regiune. Atît gazele mixte din sonde, cît și cele asociate apelor minerale din izvoare sînt localizate în partea superioară, alterată, a fundamentului metamorfozat și, mai ales, în depozitele neogene.

În regiune, fundamentul metamorfozat a fost întîlnit de sonda 4 411 Benți d și deschis, pe o secțiune de 142 m, între 2 370 m și 2 512 m adîncime. Acesta este alcătuit din șisturi sericitoase, cuarțite și mica-șisturi alterate și fisurate la partea lor superioară.

Peste șisturile cristaline, la aceeași sondă (4 411 Benți d), se dispun depozite badeniene, constînd din toate cele trei unități litofaciale „standard":

— tuful dacitic de Dej, în bază, cu o grosime de numai cinci metri (2 365 — 2 370 m);

— orizontul cu sare, gros de 138 m (adîncime 2 227 — 2 365 m);

— grupul detritic-terigen, între 647 și 2 227 m, alcătuit din marne și argile, cu intercalații de nisipuri și gresii. Către partea superioară a badenianului, ponderea psamitelor crește, ele devenind aproape masive pe un interval de circa 300 m. O situație oarecum similară se întîlnește și pe celelalte structuri din regiune.

Buglovianul constă dintr-o alternanță de marno-argile și gresii, ultimele predominînd mai ales în cazul structurii Firtușu. Termenul respectiv se caracterizează prin variații litologice atît de pronunțate, încît acestea pot fi ușor sesizate, nu numai de la structură la structură, ci și în cadrul aceleași structuri. Diferențe mari se constată și în cazul grosimii buglovianului, care la Benți d este de circa 200 m, la Cușmed de 300 — 400 m, iar la Firtușu de circa 400 m. Variațiile litologice și de grosime, asociate cu ușoare dizarmonii structurale, evidențiate de unele profile seismice, sugerează existența unor lacune de sedimentare atît între buglovian și badenian, cît și între buglovian și sarmațian.

Sarmațianul este predominant pelitic, cu secvențe de gresii și nisipuri, ceva mai frecvente către partea lui bazală. Grosimea depozitelor menționate depășește 400 m.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 25, P. 83—93, BUCUREȘTI, 1980

Pliocenul urmează, discordant, sarmaţianului şi este alcătuit din marne, nisipuri şi gresii. În funcţie de configuraţia reliefului şi de condiţiile structurale locale, grosimea pliocenului variază între 0 şi 400 m.

În ansamblu, fundamentul Depresiunii Transilvaniei, precum şi cuvertura posthelveţiană a acestuia, se înalţă dinspre centrul bazinului (zona Tîrgu Mureş — Filitelnic) către est, pînă în zona cutelor diapire, asociată aici faliei Odorhei — Sovata. La est de acest important şi profund accident tectonic, fundamentul şi cuvertura neogenă coboară din nou, schiţînd o zonă depresionară secundară şi, totodată, marginală în cadrul bazinului transilvănean, respectiv Depresiunea Deda.

Revenind la sectorul situat la vest de linia cutelor diapire, se constată că, în afara tendinţei regionale de ridicare dinspre centru către marginea bazinului, depozitele post helveţiene au fost supuse şi unor mişcări halocinetice, din ce în ce mai pronunţate, pe măsura apropierii de falia Odorhei — Sovata. Aceste mişcări, combinate cu exondări de scurtă durată (mişcări oscilatorii) şi asociate cu procese de compactare diferenţială, au generat o serie de structuri, printre care cele de la Cuşmed, Firtuşu, Tărceşti — Benţid, Lupeni — Poloniţa etc. (fig. 1). Primele trei ridicări menţionate îmbracă o formă, mai mult sau mai puţin, domală şi par să alcătuiască, împreună, un aliniament structural oarecum paralel falei Odorhei — Sovata. Ridicarea Lupeni — Poloniţa se profilează ca un anticlinal alungit pe direcţia faliei menţionate mai înainte, falie care a facilitat ascensiunea sării, uneori pînă la zi, deformînd şi străpungînd stratele neogene.

Dincolo (la est) de linia Odorhei — Sovata, dispoziţia monoclinală a depozitelor neogene se accentuează destul de mult, încît prezenţa unor ridicări locale, de genul celei de la Brădeşti, constituie cazuri rare.

În afara faliei majore Odorhei — Sovata, prospecţiunile seismice au mai pus în evidenţă un accident tectonic disjunctiv, la nord de structura Cuşmed. Nu se exclude posibilitatea existenţei şi a altor falii în zona considerată.

Faţă de datele de cunoaştere puse în discuţie, trebuie reţinut un fapt caracteristic marginei Depresiunii Transilvaniei, inclusiv regiunii Odorhei şi anume, prezenţa unor falii care afectează şi depozitele neogene. În centrul bazinului transilvănean existenţa unor astfel de accidente tectonice la nivelul miocenului superior şi a pliocenului constituie cazuri excepţionale.

Luînd în considerare ansamblul condiţiilor geologice, conţinutul în fluide al rezervelor şi caracteristicile productive, structurile din regiunea Odorhei se deosebesc de celelalte domuri ale Depresiunii Transilvaniei prin dimensiuni reduse, prin complicaţii tectonice care pot evolua pînă la cute de tipul „diapirelor exagerate" şi faliate, frecvenţa mare a dizarmoniilor în cadrul formaţiunilor cu gaze, deteriorarea condiţiilor de protecţie datorită creşterii ponderii psamitelor şi a invadării parţiale a rezervoarelor cu CO_2.

Aşa cum s-a mai arătat, în cadrul structurilor Cuşmed, Firtuşu, Benţid — Tărceşti şi Odorhei (fig. 1) au fost descoperite gaze, în majoritatea cazurilor gaze mixte, la nivelul părţii superioare, alterate, a fundamentului metamorfozat, a badenianului, buglovianului şi a sarmaţianului. Formaţiunile productive, adîncimea acestora şi compoziţia chimică a

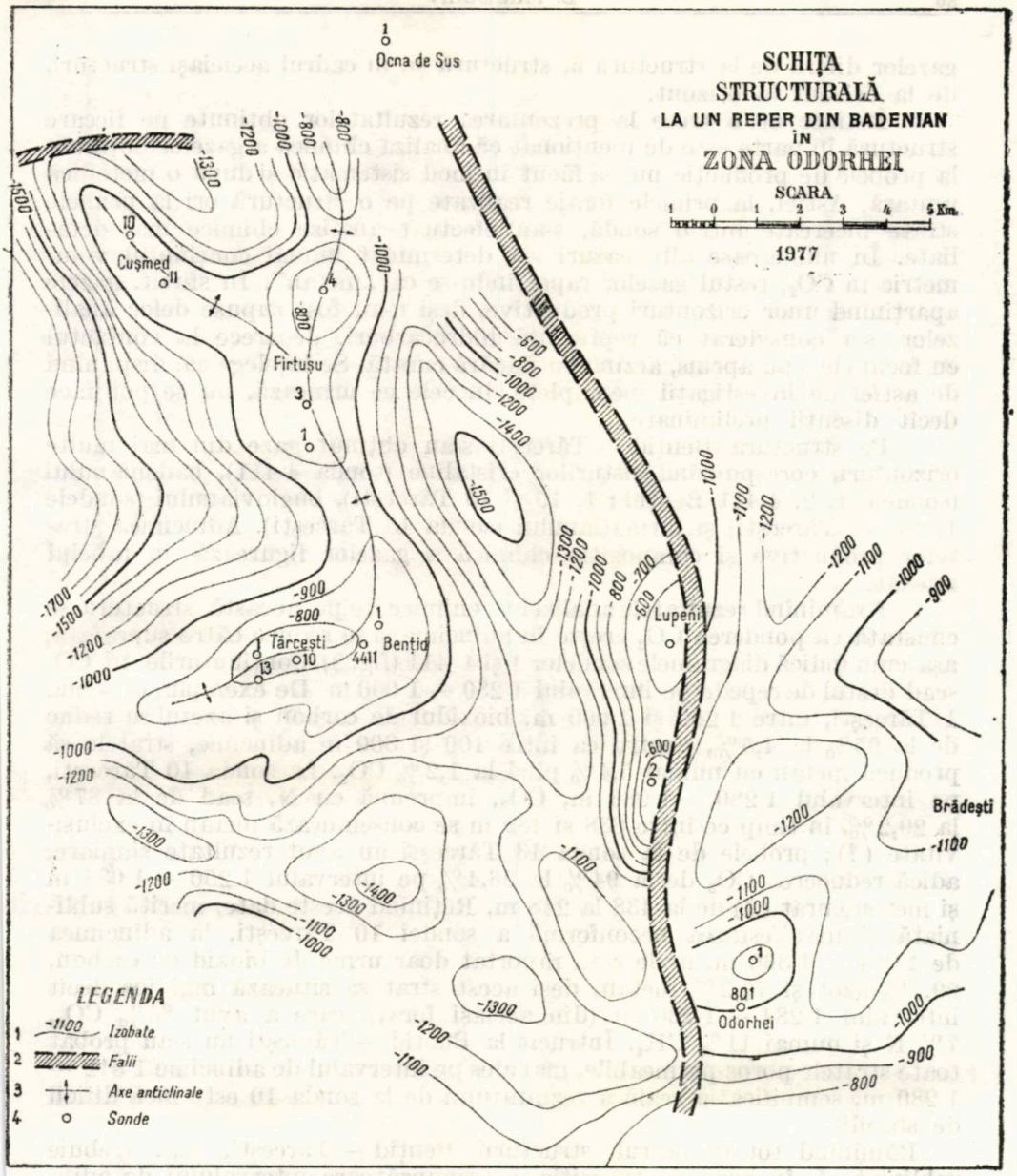

SCHIȚA
STRUCTURALĂ
LA UN REPER DIN BADENIAN
ÎN
ZONA ODORHEI
SCARA
1 0 1 2 3 4 5 Km.
1977
Ocna de Sus
Cușmed
Firtușu
Târcești
Bențid
Lupeni
Brădești
Odorhei
801
4411
LEGENDA
1 -1100 Izobate
2 Falii
3 Axe anticlinale
4 Sonde

Fig. 1.

gazelor diferă de la structură la structură și, în cadrul aceleiași structuri, de la orizont la orizont.

Înainte de a trece la prezentarea rezultatelor obținute pe fiecare structură în parte este de menționat că analiza chimică a gazelor obținute la probele de producție nu s-a făcut în mod sistematic și după o metodică unitară. Astfel, la primele foraje realizate pe o structură ori la primele strate încercate într-o sondă, s-au efectuat analize chimice mai detaliate. În numeroase alte cazuri s-a determinat numai conținutul volumetric în CO_2, restul gazelor raportîndu-se ca „metan". În sfîrșit, gazele aparținînd unor orizonturi productive, deși n-au fost supuse deloc analizelor, s-a considerat că reprezintă hidrocarburi, deoarece la contactul cu focul ele s-au aprins, arzînd cu flacără curată. Se înțelege că, dispunînd de astfel de investigații incomplete, în cele ce urmează, nu se pot face decît discuții preliminare.

Pe structura Bențid — Tărcești s-au obținut gaze din mai multe orizonturi, corespunzînd șisturilor cristaline (sonda 4 411), badenianului (sondele 1, 2, 4 411 Bențid; 1, 10 și 13 Tărcești), buglovianului (sondele 1, 10, 13 Tărcești) și sarmațianului (sonda 13 Tărcești). Adîncimea stratelor productive și compoziția chimică a gazelor figurează în tabelul anexat.

Examinînd rezultatele analizelor chimice de pe această structură se constată că ponderea CO_2 crește în adîncime și se reduce către suprafață, așa cum indică diagramele sondelor 1 și 4 411 (fig. 2). Conținuturile în CO_2 scad destul de repede pe intervalul 1 280 — 1 000 m. De exemplu, la sonda 1 Tărcești, între 1 200 și 1 000 m, bioxidul de carbon și azotul se reduc de la 95% la 4,5%, pentru ca între 100 și 300 m adîncime, stratele să producă metan cu numai 5,4% pînă la 1,2% CO_2. La sonda 10 Tărcești, pe intervalul 1 280 — 1 086 m, CO_2, împreună cu N, scad de la 87% la 29,2%, în timp ce între 838 și 489 m se consemnează metan în exclusivitate (?); probele de la sonda 13 Tărcești au avut rezultate similare, adică reducerea CO_2 de la 94% la 26,4% pe intervalul 1 250 — 1 034 m și metan curat (?) de la 438 la 248 m. Reținînd aceste date, merită subliniată și manifestarea neconformă a sondei 10 Tărcești, la adîncimea de 1 391 — 1 360 m, unde s-au raportat doar urme de bioxid de carbon, 29,7% azot și 70,2% metan, deși acest strat se situează mai jos decît intervalul 1 284 — 1 260 m (din același foraj), care a avut 80% CO_2, 7% N și numai 11% CH_4. Întrucît la Bențid — Tărcești nu s-au probat toate stratele poros-permeabile, mai ales pe intervalul de adîncime 1 512 — 1 280 m, semnificația reală a rezultatului de la sonda 10 este încă dificil de stabilit.

Rămînînd tot în cadrul structurii Bențid — Tărcești, mai trebuie subliniat că, în zona de tranziție, corespunzătoare intervalului de adîncime 1 280 — 1 000 m, în care conținutul în gaze nehidrocarburice scade de la 95% la 4,5%, în favoarea metanului, are loc o creștere substanțială a procentului de azot și anume, de la 4,9% la 15,40% (fig. 3).

Pe structura Firtușu, sonda 1 a produs gaze din badenian, între adîncimile de 2 002 și 1 246 m. Deasupra și sub intervalul gazeifer stratele neogene sînt saturate cu apă. Spre deosebire de structura Bențid — Tărcești, la Firtușu ponderea bioxidului de carbon scade în adîncime, de la 98,9% la 68,7%—70,2%. În același sens, odată cu scăderea procentului

Tabelul nr. 1

Compoziția gazelor mixte din sectorul estic al Depresiunii Transilvaniei

Structura	Sonda nr.	Formațiunea geologică	Adîncimea (m)	Oxigen (%)	Bioxid de carbon (%)	Azot (%)	Metan (%)	Etan (%)	Argon (%)	Heliu (%)	Alte gaze (%)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Benţid	1	Badenian	1 720—1 698	1,10	73,00		22,80				
		,,	1 630—1 610	0,20	50,80		49,00				
		,,	1 582—1 572		62,00		37,80				
		,,	1 582—1 518	0,20	57,60		42,10				CO = 0,1
	2	,,	1 630		77,60	10,97	10,98		0,05	0,06	
	4411	Fundament cristalin	2 373—2 512		89,30	4,40	6,20				
		Badenian	1 559		70,90	13,20	15,70				
Tărceşti	1	,,	1 268—1 200	0,07	85,20	4,90	9,80	0,02		0,08	
		,,	1 182—1 160	0,04	33,00	11,30	55,60	1,13		0,027	
		,,	1 023— 940		4,50						
		Buglovian	420— 400		5,40						
		,,	371— 360		3,90						
		,,	306— 396		1,10						
	10	Badenian	1 391—1 360	0,04	urme	29,70	70,20	0,18			
		,,	1 284—1 260		80,00	7,00	11,00				
		,,	1 224—1 170		36,00	12,50	51,50				
		,,	1 154—1 086		13,80	15,40	70,60				
	13	,,	1 250—1 212		94,00						
		,,	1 192—1 136		24,40		68,30				
		,,	1 097—1 034		26,40		66,50				

(continuare tabelul nr. 1)

Structura	Sonda nr.	Formațiunea geologică	Adîncimea (m)	Oxigen (%)	Bioxid de carbon (%)	Azot (%)	Metan (%)	Etan (%)	Argon (%)	Heliu (%)	Alte gaze (%)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Cușmed	10	Buglovian	710— 682		27,80						
		,,	632— 610		0,33						
	11	Badenian	1 170—1 096	0,03	90,00	2,37	7,29	0,32			urme propan
		,,	1 078—1 006	0,02	85,00	5,90	9,00	0,12			,,
		Buglovian	976— 924	0,02	84,10	6,20	9,60	0,16			,,
		,,	894— 822	0,01	89,60	4,40	5,40	0,29			,,
		,,	784— 714	0,04	70,40	13,30	16,20	0,18			propan=0,01
		,,	691— 660	0,09	5,30	40,40	54,30	0,85			
Firtușu	1	Badenian	2 002—1 974		70,20		13,80				
		,,	1 926—1 918		68,70	17,90	13,20				
		,,	1 866—1 842	0,054	70,30	15,50	14,20				
		,,	1 812—1 792								
		,,	1 771—1 728		94,60	2,50	2,80				
		,,	1 692—1 628		89,40	5,00	5,40				
		,,	1 604—1 540		98,70	0,50	0,80				
		,,	1 502—1 282	0,025	84,10	7,90	7,90				
		,,	1 342—1 246		98,90	0,20	0,80				
Odorhei	801	,,	582— 563		87,70						
		,,	542— 502		87,30						
		,,	488— 459		87,10						

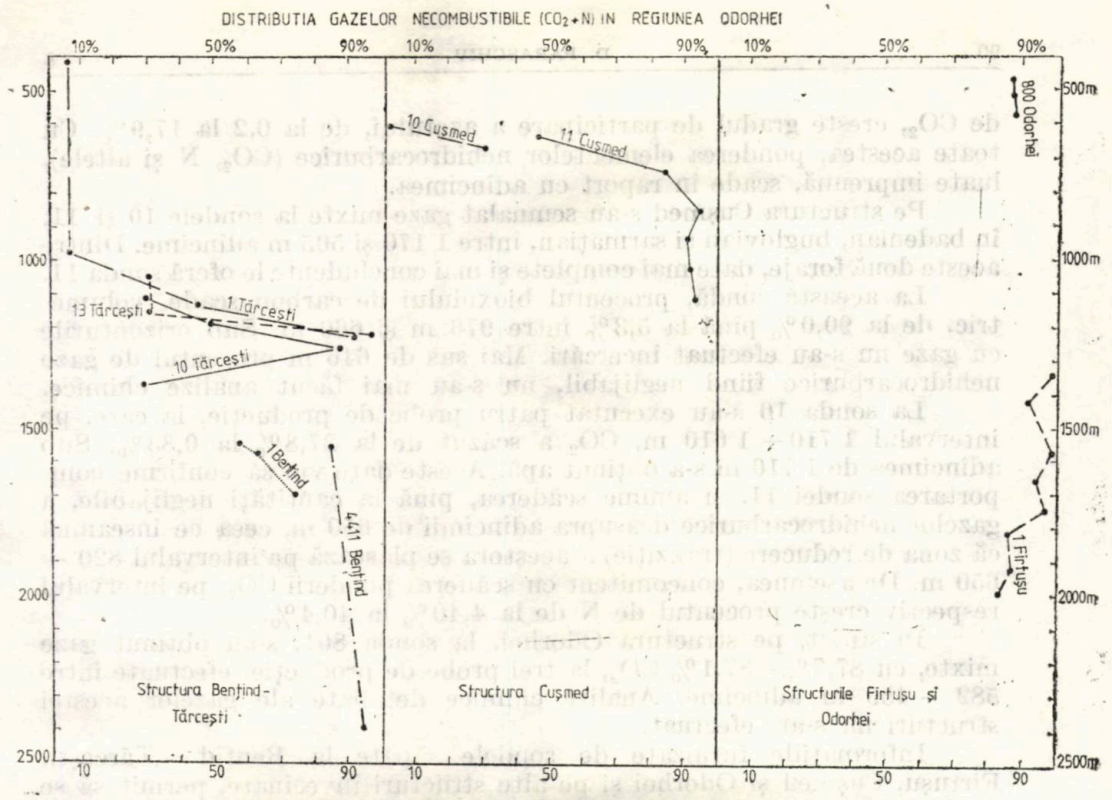


Fig. 2. — Distribuția gazelor necombustibile (CO_2 + N) în regiunea Odorhei.

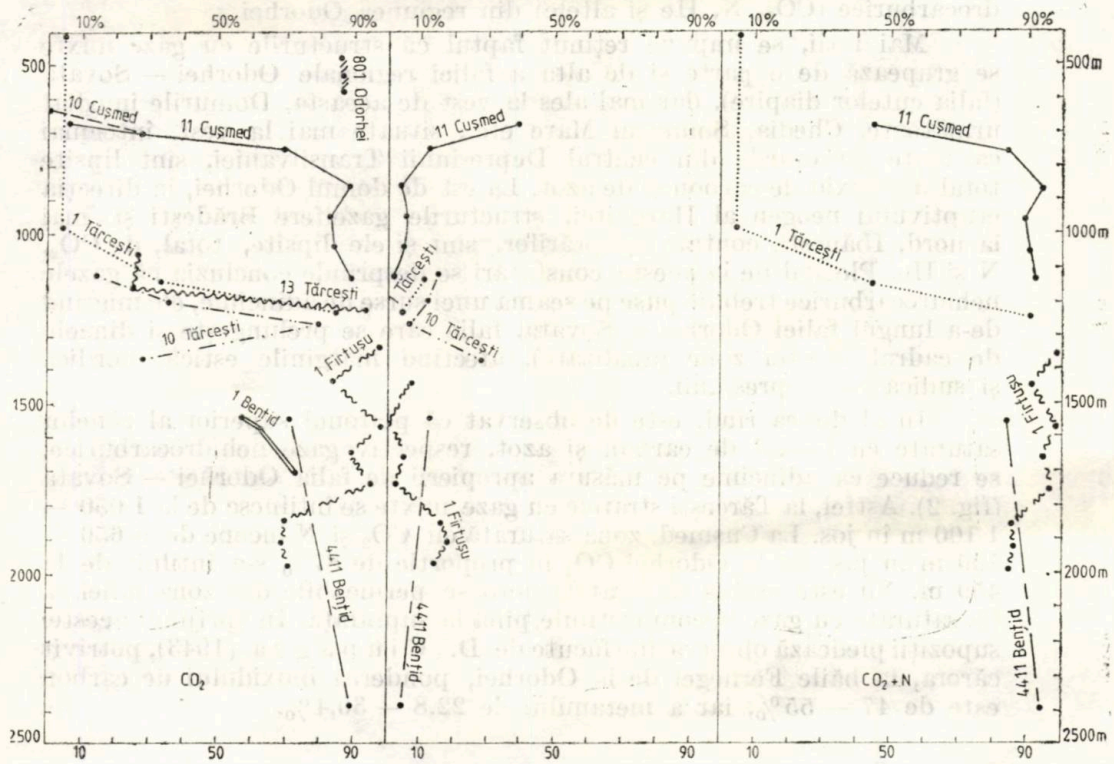


Fig. 3 — Variația CO_2 și N în regiunea Odorhei.

de CO_2, crește gradul de participare a azotului, de la 0,2 la 17,9%. Cu toate acestea, ponderea elementelor nehidrocarburice (CO_2, N și altele), luate împreună, scade în raport cu adîncimea.

Pe structura Cușmed s-au semnalat gaze mixte la sondele 10 și 11, în badenian, buglovian și sarmațian, între 1 170 și 505 m adîncime. Dintre aceste două foraje, date mai complete și mai concludente le oferă sonda 11.

La această sondă, procentul bioxidului de carbon scade, volumetric, de la 90,0% pînă la 5,3% între 976 m și 660 m. Sub orizonturile cu gaze nu s-au efectuat încercări. Mai sus de 646 m procentul de gaze nehidrocarburice fiind neglijabil, nu s-au mai făcut analize chimice.

La sonda 10 s-au executat patru probe de producție, la care, pe intervalul 1 710 — 1 610 m, CO_2 a scăzut de la 27,8% la 0,33%. Sub adîncimea de 1 710 m s-a obținut apă. Aceste date vin să confirme comportarea sondei 11, și anume scăderea, pînă la cantități neglijabile, a gazelor nehidrocarburice deasupra adîncimii de 650 m, ceea ce înseamnă că zona de reducere (tranziție) a acestora se plasează pe intervalul 820 — 650 m. De asemnea, concomitent cu scăderea ponderii CO_2, pe intervalul respectiv crește procentul de N de la 4,40% la 40,4%.

În sfîrșit, pe structura Odorhei, la sonda 801, s-au obținut gaze mixte, cu 87,7%—87,1% CO_2, la trei probe de producție, efectuate între 582 — 459 m adîncime. Analize chimice detaliate ale gazelor acestei structuri nu s-au efectuat.

Informațiile furnizate de sondele săpate la Benție — Tărcești, Firtușu, Cușmed și Odorhei și pe alte structuri învecinate, permit să se schițeze cîteva concluzii privitoare la distribuția și originea gazelor nehidrocarburice (CO_2, N, He și altele) din regiunea Odorhei.

Mai întîi, se impune reținut faptul că structurile cu gaze mixte se grupează de o parte și de alta a faliei regionale Odorhei — Sovata (falia cutelor diapire), dar mai ales la vest de aceasta. Domurile imediat următoare, Chedia, Șoimușul Mare etc., situate mai la vest, întocmai ca toate structurile din centrul Depresiunii Transilvaniei, sînt lipsite total de bioxid de carbon și de azot. La est de domul Odorhei, în direcția eruptivului neogen al Harghitei, structurile gazeifere Brădești și mai la nord, Ibănești, contrar așteptărilor, sînt și ele lipsite, total, de CO_2, N și He. Plecînd de la aceste constatări se desprinde concluzia că gazele nehidrocarburice trebuie puse pe seama unei surse de adîncime, ele migrînd de-a lungul faliei Odorhei — Sovata, falie care se prelungește și dincolo de cadrul acestei zone (analizate), afectînd marginile estică, nordică și sudică ale depresiunii.

În al doilea rînd, este de observat că plafonul superior al zonelor saturate cu bioxid de carbon și azot, respectiv gaze nehidrocarburice, se reduce ca adîncime pe măsura apropierii de falia Odorhei — Sovata (fig. 2). Astfel, la Tărcești stratele cu gaze mixte se întîlnesc de la 1 050 — 1 100 m în jos. La Cușmed, zona saturată cu CO_2 și N începe de la 650 — 700 m în jos, iar la Odorhei CO_2 în proporție de 87% s-a întîlnit de la 459 m. Nu este exclus ca stratele poroase permeabile din zona faliei să fie saturate cu gaze necombustibile pînă la suprafață. În sprijinul acestei supoziții pledează observațiile făcute de D. C i u p a g e a (1943), potrivit cărora, la băile Fernegel de la Odorhei, ponderea bioxidului de carbon este de 47 — 55%, iar a metanului de 22,8 — 30,4%.

În al treilea rînd, datele disponibile, cu toată neuniformitatea lor, par să indice că și concentrația de gaze nehidrocarburice crește pe măsura apropierii de falia cutelor diapire. La Bențid — Tărcești, de exemplu, concentrația maximă de $CO_2 + N$ este de 93—94%, întocmai ca și la Cușmed. La Firtușu, în schimb, cele două elemente însumează 99,10% (fig. 2). În ceea ce privește domul Odorhei, el n-a fost cercetat suficient, astfel încît datele existente apar neconcludente sub acest aspect.

O altă problemă interesantă este aceea a distribuției pe verticală și a raporturilor dintre diferitele elemente ce intră în compoziția gazelor mixte. La prima vedere s-ar părea că proporția de CO_2 crește odată cu adîncimea. Este o imagine sugerată de aproape toate sondele productive de la Bențid — Tărcești și Cușmed. Imaginea aceasta beneficiază, în același timp și de o explicație logică, în sensul că gazele se ordonează (se stratifică) într-un zăcămînt, în conformitate cu greutatea lor specifică. Astfel, cel mai greu dintre ele este CO_2, apoi N și, în sfîrșit, CH_4. Dar tabloul distribuției, redat mai sus, este contrazis de sonda 1 Firtușu, la care concentrația în CO_2 scade, evident, în adîncime. Conform regulii stabilite la celelalte domuri, ne-am fi așteptat ca înspre partea superioară a zăcămîntului să se contureze o zonă de amestec (de tranziție) a gazelor nehidrocarburice cu metanul, după care, proporția primelor să se reducă la maximum (sub 5%). Sonda de la Firtușu constituie, însă, un caz deosebit, în sensul că deasupra intervalelor cu CO_2 „pur" (99%), stratele sînt saturate cu apă, iar sub cel mai adînc orizont cu gaze mixte (2 002 — 1 974 m) s-a găsit tot apă.

Situația constatată la Firtușu aduce în discuție și rezultatul obținut la sonda 10 Tărcești (fig. 2). Aici, cel mai adînc strat încercat (1 391 — 1 360 m) a avut 70,2% CH_4, 29,7% N și numai urme de CO_2. La stratul următor, de deasupra (1 284 — 1 260 m), s-a obținut 80% CO_2, 7% N și, doar, 11% CH_4. În continuare, către suprafață, ponderea gazelor nehidrocarburice scade brusc, realizîndu-se acea zonă de tranziție către acumulările de metan, confirmată și de sondele 1 și 13.

Tabloul distribuției și compoziției gazelor mixte pe structura Tărcești — Bențid ar putea fi completat cu rezultatele sondelor 1 și 4 411 Bențid, care au realizat adîncimi mai mari decît cele din zona Tărcești. La aceste sonde și, în special, la sonda 1 Bențid, unde s-a lucrat în condiții tehnice mai controlate, se constată reducerea proporției de CO_2, începînd cu adîncimea de 1 700 m. După tendința curbei sondei 1 (fig. 2) înseamnă că zona de tranziție, cu gaze mixte se termină în jurul adîncimii de 1 500 m. Ar urma, apoi, către partea superioară, un interval (1 500 — 1 400 m) saturat cu hidrocarburi și, din nou, o zonă cu bioxid de carbon și azot, între 1 400 și 1 000 m, evidențiată la sondele de la Tărcești. Cu alte cuvinte, la Bențid — Tărcești secțiunea saturată cu gaze se compune, probabil, din două zone în care predomină gazele nehidrocarburice (între 2 373 — 1 500 m și, respectiv, 1 400 — 1 000 m), separate de alte două zone cu hidrocarburi gazoase, între circa 1 500 — 1 400 m și, respectiv, 1 000 — 296 m.

Această deducție, asociată cu constatarea de la Firtușu, sugerează că acumulările de gaze nehidrocarburice din regiunea Odorhei sînt intruse, îmbrăcînd forma unor enclave în seriile inițial acvifere (Firtușu) sau în cele parțial saturate cu hidrocarburi (Bențid — Tărcești) și apă. Această

concluzie este susţinută şi de prezenţa bioxidului de carbon sub sare, în partea superioară, alterată, a fundamentului metamorfic, cunoscut fiind faptul că pe nici unul dintre domurile Depresiunii Transilvaniei n-au fost găsite acumulări de gaz metan sub ecranul evaporitic al badenianului.

Elementele de cunoaştere prezentate obligă formularea unei opinii şi în privinţa punerii în loc a zăcămintelor de gaze. În lumina acestor date se poate admite că, într-o primă fază, s-au format acumulările de hidrocarburi. Ulterior au fost „injectate" gazele necombustibile (CO_2, N şi altele), care au invadat atît vechile zăcăminte de hidrocarburi gazoase, cît şi o serie de strate acvifere. Bineînţeles, bioxidul de carbon şi azotul, avînd greutăţi specifice mai mici decît apa, în deplasarea lor au preferat zonele mai ridicate, deci structurile domale.

În privinţa gazelor nehidrocarburice din regiunea Odorhei nu încape nici o îndoială că ele sînt de origine anorganică-plutonică. Aceste gaze, asociate magmatismului recent, au migrat din profunzime prin intermediul liniilor majore de dislocaţie şi apoi s-au inflitrat lateral, la distanţe diferite în funcţie de volumul şi de presiunea lor, folosindu-se discordanţele stratigrafice şi de stratele permeabile.

Gazele nehidrocarburice sînt însoţite întotdeauna de metan, în procente foarte variabile şi, uneori, de urme de hidrocarburi mai grele decît metanul. Asupra provenienţei hidrocarburilor s-ar putea emite trei ipoteze : a) ele se găseau deja în zăcămînt în momentul apariţiei CO_2 şi N (aceasta fiind ipoteza cea mai plauzibilă), b) hidrocarburile au fost dislocate din diferite strate şi transportate de către „frontul de injecţie" al gazelor de origine internă, c) metanul, în cantităţi mici, ar putea fi şi el de origine anorganică, migrînd odată cu celelalte gaze nehidrocarburice.

Încercarea de a elucida, cel puţin în parte, aceste probleme s-ar putea materializa prin analize chimice detaliate, măsurători riguroase de presiune şi temperatură şi prin studii geologice complexe.

NOTES ABOUT SOME MIXED GAS FIELDS IN THE EASTERN PART OF THE TRANSYLVANIAN DEPRESSION

SUMMARY

On the eastern margin of the Transylvanian Depression, in the Odorhei town district on four structures mixed gas was discovered, constituted mainly of methane, carbon dioxide and nitrogen. The fields are grouped on both sides of a regional fault. Depending on the distance between the productive structures and the fault, the depth of the first strata with mixed gas and the contents in CO_2 and N are variable.

It is considered that the noncombustible gas is of internal origin, that it migrated along the fault line in the mofettic phase of the Neogene volcanism and accumulated under the form of some enclaves in the series initially aquiferous and in part saturated with hydrocarbons.

BIBLIOGRAFIE

CIUPAGEA D. (1943), *Sur la composition des gaz libres de quelques sources salées dans la partie SE de la Cuvette Transylvanie*, Bul. section scient. Acad. Roum.

CIUPAGEA D., PAUCĂ M., ICHIM TR. (1970), *Geologia Depresiunii Transilvaniei*, Edit. Academie R. S. România, Bucureşti.

CUCUIAT M. (1974), *Acumulări naturale de gaze cu conţinut ridicat de CO_2 din R.S.R.*, Rev. petrol şi gaze, *1*.

PARASCHIV D. (1975), *Geologia zăcămintelor de hidrocarburi din România*, St. tehn. ec., Seria A, **10**.

PRICĂJAN A. (1975), *Apele minerale şi termale din România*, Edit. tehnică, Bucureşti.

Primit în redacţie
în luna decembrie 1978

Institutul de cercetări şi proiectări pentru petrol şi gaze Cîmpina

DATE NOI PRIVIND LITOBIOSTRATIGRAFIA DEPOZITELOR MIOCENULUI ŞI PLIOCENULUI DIN REGIUNEA COMĂNEŞTI—LUETA—MĂRTINIŞ (JUD. HARGHITA)

DE

GERTRUDE RADO, NICOLAE ŢICLEANU, MUŞAT GHEORGHIAN, ANTON POPESCU

Prezenta lucrare cuprinde atît rezultatele studiului paleontologic început de Gertrude Rado în anul 1971 asupra macrofaunei din depozitele miocen-medii din sectorul Comăneşti, cît şi datele obţinute în urma cercetărilor litobiostratigrafice efectuate de N. Ţicleanu, A. Popescu şi M. Gheorghian în regiunea Lueta — Comăneşti — Sînpaul în campaniile de teren ale anilor 1976 şi 1977 pentru *Harta geologică scara 1 : 50 000, foaia Odorhei.*

Regiunea Lueta—Comăneşti—Mărtiniş, situată în partea de sud-est a Depresiunii Transilvaniei, a constituit obiectul cercetărilor geologice efectuate de A. Koch (1900), I. Banyai (1927). Z. Török (1933), N. Oncescu (1950), M. Ilie (1955), I. Bucur (1964, 1965), Dessilla Codarcea şi colab. (1965), A. Proca şi P. Lungu (1970), I. Gräf şi colab. (1973 a), I. Gräf şi colab. (1973 b) şi I. Gräf şi colab. (1973 c). Date cu caracter general privind regiunea studiată sînt cuprinse în lucrările de sinteză referitoare la Depresiunea Transilvaniei : A. Vancea (1960) şi D. Ciupagea şi colab. (1970). Lucrările de prospecţiune geologică au fost finalizate în rapoarte ale geologilor I. Bucur[1], M. Dumitriu şi colab.[2], I. Gräf şi V. Fesci[3].

Din punct de vedere litostratigrafic au fost individualizate : formaţiunea de Lueta (ottnangian), conglomeratele de Perşani (carpathian), tuful de Dej, formaţiunea cu sare (badenian inferior), formaţiunea de Mărtiniş (badenian superior-volhynian bazal), formaţiunea de Mereşti (volhynian inferior- bessarabian-kersonian), formaţiunea de Ocland (pannonian zona C/D—E) şi formaţiunea vulcano-sedimentară (fig. 1).

a. FORMAŢIUNEA DE LUETA (N. ŢICLEANU)

În axul şi pe flancurile anticlinalului Sînpaul—Lueta, la vest de localitatea Lueta, a fost posibilă separarea cartografică a unui pachet de depozite cu o grosime de circa 400 m., alcătuit din argile cenuşii, compacte, masive sau cu stratificaţie evidentă şi în acest caz avînd filme de nisipuri fine sau intercalaţii de argile nisipoase.

Profilul tip apare în ogaşul drumului de cîmp din partea de vest a localităţii Lueta. De aici au fost prelevate 6 probe pentru analize micropaleontologice care au arătat următorul conţinut : *Bathysiphon nodo-*

[1] I. Bucur (1958), Raport geologic, arhiva MMPG.
[2] M. Dumitriu şi colab. (1961), Raport geologic, arhiva MMPG.
[3] I. Gräf şi V. Fesci (1968), Raport geologic, arhiva MMPG.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 25, P. 95—108, BUCUREŞTI, 1980

sariaformis, B. tauriensis, Cyclammina canariniensis, C. japonica, C. kamiciatkensis, Dendrophrya excelsa, D. latissima, D. robusta, Glomospira charoides, Hyperammina nodata, Rhabdammina abyssorum şi *R. ex. gr. R. discreta.* Această asociaţie microfaunistică indică vîrsta ottnangiană.

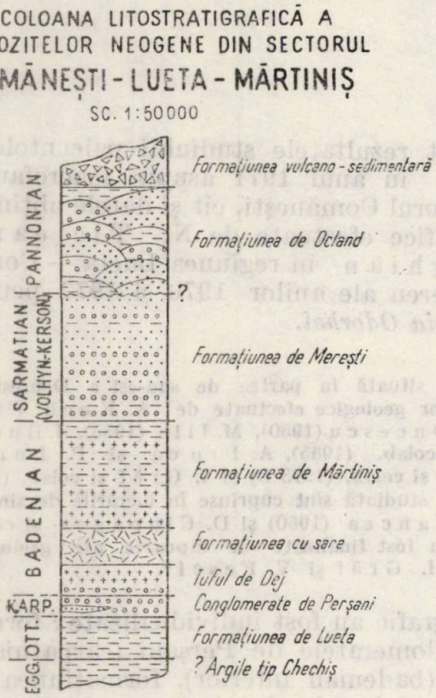


Fig. 1

Raporturile geometrice ale formaţiunii de Lueta cu formaţiunile subjacente nu se cunosc, în schimb cu conglomeratele suprajacente există relaţii de continuitate şi, după cum vom vedea, în aceste conglomerate există intercalaţii de argile grezoase cu macrofaună carpathiană şi microfaună remaniată, tipică pentru stratele de Chechiş, fapt ce ne determină să presupunem existenţa sub argilele de la Lueta a unor depozite similare celor din NV Depresiunii Transilvaniei. În acest fel, formaţiunea de Lueta, repauzînd peste depozite sincrone stratelor de Chechiş şi suportînd conglomerate de Perşani de vîrstă carpathiană, comparabile stratelor de Ciceu — Giureşti, pot fi paralelizate cu stratele de Someş (Gh. Popescu, vezi Gianina Cioflica şi Gh. Popescu, 1971) atribuite burdigalianului.

Formaţiunea de Lueta poate fi paralelizată în parte şi cu formaţiunea grezo-argiloasă (D. Ciupagea şi colab., 1970), interceptată în forajul de la Stînceni (culoarul Mureşului) şi de asemenea parţial cu stratele de Brădet (M. Gheorghian, 1971) din sud-vestul Munţilor Perşani. Formaţiunea de Lueta se deosebeşte de formaţiunile cu care a fost corelată prin uniformitatea ei, mai ales prin absenţa episoadelor psamito-psefitice.

b. CONGLOMERATELE DE PERŞANI (O. Iliescu, vezi M. Gheorghian şi colab., 1975)

Conglomeratele polimictice, care apar în flancurile anticlinalului Sînpaul — Lueta peste argilele formaţiunii de Lueta şi sub tuful de Dej, sînt, după opinia noastră, sincrone conglomeratelor pe care O. Iliescu (vezi M. Gheorghian şi colab., 1975) le-a separat în partea de SV a Munţilor Perşani. În sectorul studiat, aceste conglomerate, a căror grosime depăşeşte 200 m, au constituit obiectul unor studii detaliate (Dessilla Codarcea şi colab., 1965) în ceea ce priveşte alcătuirea petrografică şi direcţiile de transport ale elementelor constituiente. La alcătuirea conglomeratelor iau parte elemente de roci cristalofiliene (gnaise,

şisturi amfibolice, şisturi cuarţitice, şisturi sericito-cloritoase), roci eruptive şi sedimentare (calcare de diverse tipuri, jaspuri şi calcare cu numuliţi). Elementele sînt slab rulate şi prezintă un grad redus de sortare.

La NV de localitatea Mereşti, în conglomerate apar cîteva olistolite, din care unul foarte mare din calcare albe, pseudoolitice, uneori brecioase, avînd fisuri umplute cu material pelitic frecvent verzui, care au fost considerate de I. Bucur (1964) ca reprezentînd un relief îngropat.

Către partea mediană a conglomeratelor, pe versantul vestic al dealului Saricani, la NE de Comăneşti, apar intercalaţii argiloase marnoase-grezoase cu o grosime de circa 20 m. Atît în pachetele argiloase-marnoase, cît şi în cele grezoase apar nivele lumaşelice cu o bogată macrofaună fosilă semnalată pentru prima dată de I. Banyai (1927); ulterior, M. Dumitriu şi colab.[4] au citat de aici cîteva specii de moluşte.

Fauna prelevată de Gertrude Rado din două puncte fosilifere este bogată şi variată, fiind reprezentată prin foraminifere, moluşte (Tabelul I), viermi, hexacoralieri, brahiopode şi otolite de peşti. Analiza macrofaunistică şi în special a moluştelor arată predominarea netă a bivalvelor în raport cu gasteropodele.

Fauna este conservată mai ales sub formă de mulaje păstrînd parţial cochilia; rar se întîlnesc cochilii întregi. Pe lîngă acestea, în unele nivele fosilele au fost deformate şi turtite. Ele păstrează însă foarte bine caracterele scheletului şi ornamentaţia, ceea ce a permis determinarea generică şi specifică. De asemenea trebuie subliniat că în general specimenele sînt de dimensiuni reduse, cu cochilii subţiri şi friabile.

Urmărind compoziţia generică şi specifică se constată că în baza intercalaţiei argilo-grezoase apare un nivel lumaşelic cu bogată asociaţie de moluşte în care predomină pectinidele. Foarte numeroase sînt exemplarele aparţinînd speciilor : *Chlamys macrostis* Sow., *C. multistriata* (Poli.), *Propeamussium (Variamussium) felsineum (Foresti)*, mai rar *Pseudamussium denudatum* Reuss. Sub formă de fragmente se întîlnesc *Chlamys* cf. *koheni Fuchs* şi *Chlamys* cf. *seniensis* (Lam.).

La partea superioară a profilului, pectinidele dispar, fauna este mai rară, iar în argilele compacte, nestrafiticate devin predominante bivealvele taxodonte : *Nucula nucleus* (L.) V. *Nuculana (Saccla) fragilis* Chemn., *Bathyayrca polyfasciata* Sism., *Barbatia barbata* L. asociate cu lucinide, tellinide etc.

Analiza micropaleontologică a intercalaţiilor argiloase cu faună a arătat prezenţa unei asociaţii foarte bogate de vîrstă eggemburgiană, asemănătoare celei din argilele de Chechiş din NV bazinului Transilvaniei şi alcătuită din : *Clavulinoides szaboi, Cylindroclavulina rudis, Dorothia burdigalensis, Martinottiella communis, Semivulvulina pectinata, S. sagitula, Sigmoilopsis coloni, Spiroplectammina carinata, Vulvulina spinosa miocenica, Amphimorphina haueriana, Anomalina ammonoides, Bolivina fastigia droogeri, Bulimina inflata, Cassidulina subglobosa, Cibicidoides budayi, C. ungerianus, Dentalina intermitens, D. paronai, Elphidium flexuosum, E. macelum, Florilus scapha, Globulina gibba, Hanzawaia boueana, Hetero-*

[4] M. Dumitriu şi colab. (1961), Raport geologic, arhiva MMPG.

lepa dutemplei, *Hoeglundina elegans*, *Hopkinsina farinosa*, *Lenticulina calcar*, *L. depauperata*, *L. formosa*, *L. thalmani*, *L. vitrea*, *L. vortex*, *Marginulina celata*, *M. hantkeni*, *M. hirsuta*, *M. subbulata*, *Melonis pompiloides*, *Neoponides advenus*, *Nodosaria baccillum*, *N. catesbyi*, *N. latejugata*, *N. spirostriolata*, *Planulina marialana*, *Planularia braevispinosa*, *P. bu-*

Tabelul nr. 1

Răspîndirea stratigrafică a asociaţiei de moluşte de la Comăneşti

Genul şi specia	Eggenburgian	Ottnangian	Carpatian	Badenian
Nucula (Nucula) nucleus L.				
Nuculana (Sacella) fragilis Chemn.				
Nuculana (Sacella) cf. subfragilis R. Hoern				
Yoldia cf. longa Bell.				
Malletia (Malettia) degrangei Cosm. et Peyr.				
Lucinoma borealis (L)				
Lucina (Myrtea) spinifera Mont.				
Loripes dujardini Defr.				
Ervillia pussila Phil.				
Tellina cf. planata L.				
Macoma elliptica ottnangensis (R. Hoern)				
Timoclea ((Timoclea) ovata minor Dollf. et Dautz.				
Pitar (Pitar) rudis Poli.				
Batyarca polyfasciata (Sism.)				
Barbatia barbata L.				
Corbula (Varicorbula) gibba Ol.				
Limopsis (Pectunculina) minuta Phil.				
Pseudamussium denudatum Reuss				
Chlamys macrotis Sow.				
Chlamys multistriota (Poli)				
Propeamussium (Variamusium) felsineum (Forb.)				
Chlamys cf. koheni Fuchs				
Chlamys cf. seniensis Lam.				
Scala duboisi Friedb.				
Nassa limata (Chemn.)				
Roxania utriculus Brocc				
Strombiformis glaber subulatus (Don)				
Triphora pervesa L.				
Calyptrea chinensis L.				
Astarte degrangei Cossm. et Peyr				

densis, *P. clypeiformis*, *P. truncata*, *Reussella spinulosa*, *Saracenaria* sp., *Siphonia reticulata*, *Sphaeroidina bulloides*, *Stilostomella camerani*, *S. elegans*, *Trifarina bradyi*, *Triloculina austriaca*, *Uvigerina cubana*, *U. juncea*, *U. gallowaii*, *Vaginulinopsis sulcata* şi *Valvulineria complanata*.

Prezenţa în intercalaţiile argiloase-grezoase din conglomerate a unei microfaune de tip Chechiş este cauzată de remanierea unor depozite care se găsesc probabil sub argilele de Lueta.

Din punct de vedere macrofaunistic, conglomeratele de Perşani aparţin carpathianului (Tabelul I), vîrstă confirmată şi de poziţia stratigrafică a conglomeratelor : stau peste argilele formaţiunii de Lueta ottnangiene şi suportă în continuitate de sedimentare depozite ale badenianului bazal (zona cu *Praeorbulina*).

Conglomeratele de Perşani din sectorul cercetat sînt paralelizabile cu stratele de Ciceu — Giureşti, parţial conglomeratice, cărora Gh. Popescu (Gianina Cioflica şi Gh. Popescu, 1971) le atribuia vîrsta carpathiană în regiunea Dej, în rest considerîndu-le heterocrone.

La sud de regiunea studiată de noi, pe valea Bogăţii, apar aceleaşi conglomerate atribuite de S. Pauliuc (1968) burdigalianului. În fine, începînd cu sudul Perşanilor, unde se află profilul tip şi continuînd pînă în zona Tălmaciu, pe rama sudică a Depresiunii Transilvaniei apare un pachet de conglomerate care au fost considerate de D. Ciupagea şi colab. (1970) ca aparţinînd tortonianului, iar de Mihaela Gheorghian şi colab. (1971) carpathianului. Tot de vîrstă carpathiană sînt considerate de Victoria Zotta (1965) şi argilele cu faună care, după opinia noastră, sînt intercalate în conglomeratele de pe pîrîul Brădet.

c. TUFUL DE DEJ (KOCH, 1900)

În ambele flancuri ale anticlinalului Sînpaul — Lueta, la nord de falia Mereşti — Aldea, în continuitate de sedimentare peste conglomeratele de Perşani se dispune o stivă de depozite predominant tufacee, care pot să înceapă fie direct cu tufuri cenuşii-verzui, masive, fie printr-un pachet de circa 10 — 20 m grosime de argile cenuşii şi, în acest caz, se observă trecerea de la conglomerate la paraconglomerate şi apoi la argile cu rare elemente şi în fine, la argile silitice cu intercalaţii nisipoase (Valea Mare).

Pe flancul estic al anticlinalului Sînpaul — Lueta, la nord de Mereşti, tufurile au rare intercalaţii de marne tufacee, în schimb în flancul vestic, la Comăneşti, intercalaţiile de marne tufacee sînt frecvente ; uneori apar şi tufuri cu globigerine. Pe valea Heger, la circa 20 m peste conglomeratele de Perşani, analizele micropaleontologice au pus în evidenţă zona cu *Praeorbulina*, asociaţia faunistică cuprinzînd : *Praeorbulina transitoria*, *P. glomerosa*, *P. glomerosa curva* şi *Globigerinoides sicanus*.

Tufurile dacitice din versantul drept al văii Homorodului Mic, precum şi cele din împrejurimile localităţii Aldea sînt asemănătoare tufurilor de Racoş şi de Perşani. În intercalaţiile de tufuri cu globigerine analizele micropaleontologice au arătat prezenţa zonei cu *Orbulina*, asociaţia microfaunistică fiind alcătuită din : *Orbulina suturalis*, *Globigerinoides trilobus trilobus*, *G. sicanus*, *Globoquadrina altispira altispira*, *G. altispira globosa*, *Globorotalia scitula*, *G. mayeri*.

Cele două zone micropaleontologice întîlnite în tuful de Dej aparţin badenianului inferior (= tortonian inferior auct.).

d. FORMAŢIUNEA CU SARE

Peste tufurile de Racoş, la vest de localitatea Comăneşti, într-o argilă cenuşie, puternic tectonizată, cu numeroase eflorescenţe albe, sărate, apărea la zi un masiv de sare care în prezent este acoperit de depozite proluvio-aluviale, existenţa masivului fiind trădată de o fîntînă cu apă sărată. Deşi aparent masivul de sare are o poziţie normală peste tufurile de Dej, prezenţa unei falii în zona de apariţie a lui ne determină să-l considerăm mai degrabă diapir. În compartimentul căzut (vestic) al faliei amintite s-au realizat condiţiile necesare diapirismului.

O situaţie clară de diapir o prezintă masivul de sare de la sud de Lueta al cărui sîmbure, actualmente acoperit cu peste 10 m de depozite proluvio-aluviale, este flancat spre vest de conglomerate carpatiene iar spre est de depozite sarmaţiene. Sarea sîmburelui diapir provine din compartimentul estic al faliei Lueta — Mereşti, de sub depozitele sarmaţiene şi badenian-superioare.

La vest de Mărtiniş apar argile cenuşii vineţii cu eflorescenţe sărate care acoperă un important masiv de sare. Situaţia acestui masiv este puţin deosebită de a celor de mai sus deoarece se află situat în axul unui anticlinal iar depozitele din flancurile diapirului aparţin formaţiunii cu sare. Aceste depozite sînt, în cea mai mare măsură, acoperite de depozitele aluviale ale Homorodului mare şi a afluenţilor acestuia şi numai într-o mică măsură partea lor terminală a fost pusă în evidenţă la est de Mărtiniş. Aici apar argile cenuşii negricioase cu următorul conţinut microfaunistic : *Globorotalia mayeri, G. scitula, Globigerina bulloides.* Condiţiile nefavorabile dezvoltării foraminiferelor în timpul depunerii acestei formaţiuni, cînd apele marine aveau un grad ridicat de salinitate, se reflectă în absenţa speciilor stenohaline şi scăderea substanţială a numărului speciilor eurihaline însoţită de modificări de structură a foraminiferelor şi în special reducerea pronunţată a dimensiunilor şi subţierea pereţilor ţestului.

e. FORMAŢIUNEA DE MĂRTINIŞ (N. ŢICLEANU)

În continuitate de sedimentare peste formaţiunea cu sare şi sub primele conglomerate cu faună şi microfaună volhynian inferioară, se dispune o stivă de depozite a cărei grosime depăşeşte 1000 m şi este alcătuită predominant din argile-marnoase cenuşii-vineţii şi argile siltice ; subordonat apar intercalaţii de tufuri, nisipuri şi foarte rar gresii.

Partea inferioară a formaţiunii este bine deschisă (pe aproximativ 400 m grosime) pe pîrîul Mărtiniş şi se caracterizează prin prezenţa unor intercalaţii de tufuri fine, uneori bentonitizate, dispuse în strate de 5 — 20 cm şi numai foarte rar ajung la 1m (două nivele). Asociaţia microfaunistică a argilelor cuprinde numeroşi radiolari.

Pe pîrîul Egereş, în afara sectorului cercetat, peste argilele cu tufuri urmează argile cenuşii în alternanţă cu nisipuri. Monotonia litologică este întreruptă către partea mediană, unde apare o megabrecie groasă de 3 — 20 m alcătuită dintr-o matrice argiloasă care cuprinde numeroase blocuri de tufuri dacitice verzi (tip Dej), precum şi blocuri de tufuri cu

globigerine. Asociaţia microfaunistică întîlnită în această parte a formaţiunii de Mărtiniş arată prezenţa zonei cu *Velapertina iorgulescui*.

În apropierea localităţii Mărtiniş, pe pîrîul Chinuşu este vizibilă partea terminală a formaţiunii reprezentată printr-o alternanţă de argile-marnoase cenuşii cu filme de nisipuri şi intercalaţii centimetrice de nisipuri care uneori conţin faună : *Turritella bicarinata* Eichw., *Turritella sp.*, *Fusus sp.* Asociaţia microfaunistică indică badenianul superior, faciesul cu *Ammonia becarii* al zonei *Bulimina-Bolivina* (partea terminală) cu un conţinut ridicat de foraminifere bentonice dintre care mai frecvente sînt : *Caucazina elongata*, *C. elongata subbulata*, *Elphidium crispum*, *Ammonia becarii*, *A. parkinsoniana*, *Heterolepa dutemplei*.

Tot într-un facies argilos, la circa 30 m sub conglomeratele sarmaţiene am întîlnit o asociaţie microfaunistică cu : *Anomalinoides badenensis*, *A. dividens şi A. predcarpaticus* (*syn. Cibicides lobatulus* auct.). Această asociaţie este localizată la nivelul volhynianului bazal pe întreg domeniul Paratethysului, din Austria pînă în Caucaz.

Din cele expuse rezultă că vîrsta formaţiunii de Mărtiniş este badenian superioară-volhynian bazală, cuprinzînd zonele cu *Velapertina iorgulescui* şi *Anomalinoides badenensis*.

Formaţiunea de Mărtiniş se extinde spre sud pînă dincolo de Rupea, iar la nord este acoperită de depozite mai noi. Litofacial ea este comparabilă cu depozitele descrise de I. P ă t r u ţ (1958) din partea de N a Depresiunii Transilvaniei, de asemenea poate fi paralelizată cu şisturile cu radiolari şi marnele cu spirialis din Subcarpaţi. Partea terminală este comparabilă depozitelor buglovianului.

f. FORMAŢIUNEA DE MEREŞTI (N. Ţ I C L E A N U)

Depozitele sarmaţianului, dispuse în continuitate de sedimentare peste formaţiunea de Mărtiniş şi suportînd discordant depozitele pannoniene în facies deltaic, au în bazinul Homorodului Mic o dezvoltare spectaculoasă, grosimea lor depăşind 1600 m. Litologic, nota caracteristică a acestor depozite o constituie prezenţa unor conglomerate care în partea inferioară a formaţiunii sînt masive şi au intercalaţii predominant argiloase, iar spre partea superioară apar în bancuri metrice în alternanţă cu nisipuri, gresii şi mai rar argile. Tot spre partea superioară a acesor depozite se intercalează şi două nivele decimetrice de tufuri fine.

Sub raportul constituţiei petrografice, galeţii ce alcătuiesc conglomeratele sînt surprinzător de omogeni pe toată grosimea formaţiunii, ceea ce indică aceeaşi sursă de alimentare. Dintre elementele constituente rolul principal îl deţin gresiile calcaroase şi calcarele grezoase ce provin din stratele de Sinaia ; secundar se întîlnesc marnocalcare cenuşii, microconglomerate, cuarţ şi roci cristalofiliene.

Intercalaţiile de nisipuri au frecvent stratificaţie încrucişată, iar pe suprafaţa de strate a gresiilor apar uneori „ripple marks". Atît în nisipuri, cît şi în argile apar frecvent fosile cum sînt : *Irus gregarius*, *Ervilia dissita*, *Cardium sp.*, *Cerithium pictum*, *Hydrobia sp.* şi altele. Asociaţia microfaunistică a argilelor din partea inferioară a formaţiunii conţine : *Elphidium reginum*, *E. macelum aculeatum*, *E. advenum* şi exemplare de miliolide

(Quinqueloculina div. sp., Triloculina div. sp. şi *Ariculina div. sp.)*. Semnalăm ca un fapt interesant asemănarea dintre această asociaţie şi cele volhyniene din Platforma Moldovenească şi absenţa asemănărilor cu asociaţiile de microfaună sincrone din Transilvania.

Cîteva probe prelevate din partea superioară a formaţiunii conţin o asociaţie microfaunisică cu : *Protelphidium subgranosum* şi *P. martkobi*, care în domeniul Paratethys constituie o zonă în sarmaţianul superior, acolo unde acesta cuprinde subetajul kersonian. Acest fapt se corelează cu prezenţa unei faune cu mactre de tip kersonian, mai importante fiind : *Mactra (Sarmatimactra) caspia Eichw.* şi *M. (Sarmatimactra) bulgarica crassicolis* Sinz., descrise de R a d o (vezi I. G r ă f şi colab., 1973c) în apropiere de Satul Nou, la sud de sectorul Lueta-Mereşti. Faptul că în continuarea profilului de la Satul Nou, N. Ţ i c l e a n u şi A n d r e e s c u (vezi *Harta geologică a R. S. România, scara 1:50 000, foaia Racoş*, 1976) au întîlnit o faună cu *Cardium sp., Ervilia sp.* şi *Cerithium sp.* care nu se întîlnesc în kesonian îşi are cauza în dublarea tectonică a depozitelor sarmaţiene de-a lungul faliei Homorodului.

Problema vîrstei formaţiunii de Mereşti nu este încă elucidată, deoarece dacă volhynianul şi kersonianul sînt probate atît pe baza asociaţiilor de microfaună, cît şi de macrofaună, existenţa bessarabianului n-a fost încă dovedită. Deşi I. G r ă f şi colab., (1973 c) consideră că între volhynian şi kersonian ar exista o lacună de sedimentare, ceea ce n-ar fi exclus, credem că partea mediană a formaţiunii de Mereşti, care este insuficient studiată sub raport biostratigrafic, poate să aparţină bessarabianului.

Formaţiunea de Mereşti poate fi urmărită spre sud pînă în apropiere de Racoşu de Jos, iar spre nord pînă dincolo de Lueta unde este acoperită de formaţiunea vulcano-sedimentară. Este de presupus că ea se continuă pe sub vulcanitele neogene deoarece depozite similare şi sincrone apar la Deda şi mai la nord în sectorul Bistriţa unde au fost studiate de R. C i o c î r d e l (1953) şi A. B a l t r e ş (1970).

Grosimea mare a depozitelor sarmaţiene şi apoi a celor atribuite pannonianului din sectorul Lueta — Mereşti — Jimbor credem că este legată de prezenţa unei zone depresionare înguste situate între zona cristalino-mezozoică (Munţii Perşani) la est şi zona de ridicare a fundamentului de la vest de Lueta, pusă în evidenţă prin cercetări geofizice. Această zonă depresionară se leagă, după opinia noastră, cu cea de la Deda.

Prezenţa la nivelul sarmaţianului a unor microfaune asemănătoare celor din Platforma Moldovenească, precum şi a unor faune kersoniene conduce la ideea exitenţei unor legături între sud-estul Depresiunii Transilvaniei şi regiunea extracarpatică.

g. FORMAŢIUNEA DE OCLAND (N. ŢICLEANU)

Sub denumirea de „strate de Ocland", N. Ţ i c l e a n u *(Harta geologică a R. S. România, scara 1 : 50 000, foaia Racoş*, 1975) a separat la est de Homorodul Mic o formaţiune tipic deltaică atribuită panno-

nianului (malvensianului) care se dispune discordant peste formațiunea de Mereşti de vîrstă volhynian-kersoniană.

În regiunea studiată, formațiunea de Ocland este bine deschisă pe cursul superior al afluenților stîngi ai Homorodului Mic, mai ales pe pîrîul Moghiaroș și este reprezentată printr-o alternanță de conglomerate cu nisipuri cenușii-vineții, nisipuri tufacee, argile cenușii-negricioase cu mici lentile de cărbuni și mai rar gresii cu material cineritic, gresii tufacee și tufuri.

Conglomeratele sînt alcătuite predominant din elemente de gresii calcaroase, calcare grezoase și mai rar calcare cenușii și albe, gresii și microconglomerate de tip Bogata, roci cristalofiliene. În fracția grea a nisipurilor tufacee se decelează conținuturi variate de hornblendă verde vulcanogenă și hipersten, în fracția ușoară apărînd o cantitate apreciabilă (8 — 25%) de sticlă vulcanică și subordonat plagioclazi. Tufurile (trei nivele) sînt cristaloclastice, cu plagioclazi asociați cu cantități subordonate de hornblendă verde, hipersten și augit. Argilele cenușii-vineții au și ele uneori material cineritic și cuprind o bogată faună de gasteropode terestre și limnice.

Argilele cu cărbuni alcătuiesc după I. Grăf, și colab. (1973 a) „complexul argilos-nisipos cu cărbuni" peste care urmează „complexul conglomeratic". Aceste două complexe litologice nu pot fi separate cartografic, deoarece structura lenticulară fiind o caracteristică a depozitelor deltaice, lentiele de argile de pe un profil trec lateral în nisipuri sau conglomerate. Dealtfel, lentile de argile cu cărbuni am întîlnit la diferite nivele, nu numai în baza formațiunii, unde uneori sedimentarea începe cu conglomerate.

Grosimea mare a depozitelor ce constituie formațiunea de Ocland, peste 1 000 m, arată o subsidență accentuată iar frecvența ridicată a lentilelor de conglomerate este strîns legată de intensificarea proceselor orogenice din Carpații Orientali.

În ceea ce privește vîrsta depozitelor încadrate de noi la formațiunea de Ocland, au existat mai multe opinii: pontiană (M. Ilie, 1959), sarmațiană (N. Oncescu, 1950), pliocenă (T. Bucur, 1965) și dacian-levantină (I. Grăf și colab., 1973 a). În lista de faună terestră și limnică, dealtfel bogată în specii, prezentată de I. Grăf și colaboratorii nu se găsesc elemente certe pentru datare, astfel că autorii amintiți au atribuit depozitelor ce o conțin vîrsta dacian-levantină pe baza paralelizării „complexului argilos-nisipos-cărbunos" cu „faciesul de mlaștină" din regiunea Vîrghiș — Căpeni, datat de E. Jekelius (1932) ca fiind dacian.

Deși la prima vedere această paralelizare este tentantă, ea nu este suficientă pentru a permite datarea formațiunii de Ocland. Dealtfel însăși vîrsta depozitelor din bazinul Baraolt luate ca bază de datare este discutabilă: daciană (E. Jekelius, 1932), pliocen terminal-? pleistocen inferior (Fl. Marinescu, 1975) și în fine, pontiană (M. Savu și colab. [5]).

---

[5] Savu Mircea, Victoria Lubenescu, Gheorghe Cismaru, Asupra vîrstei formațiunii productive din bazinul Baraolt, Comunicare în ședința din 5 mai 1978, a Institutului de geologie și geofizică, București.

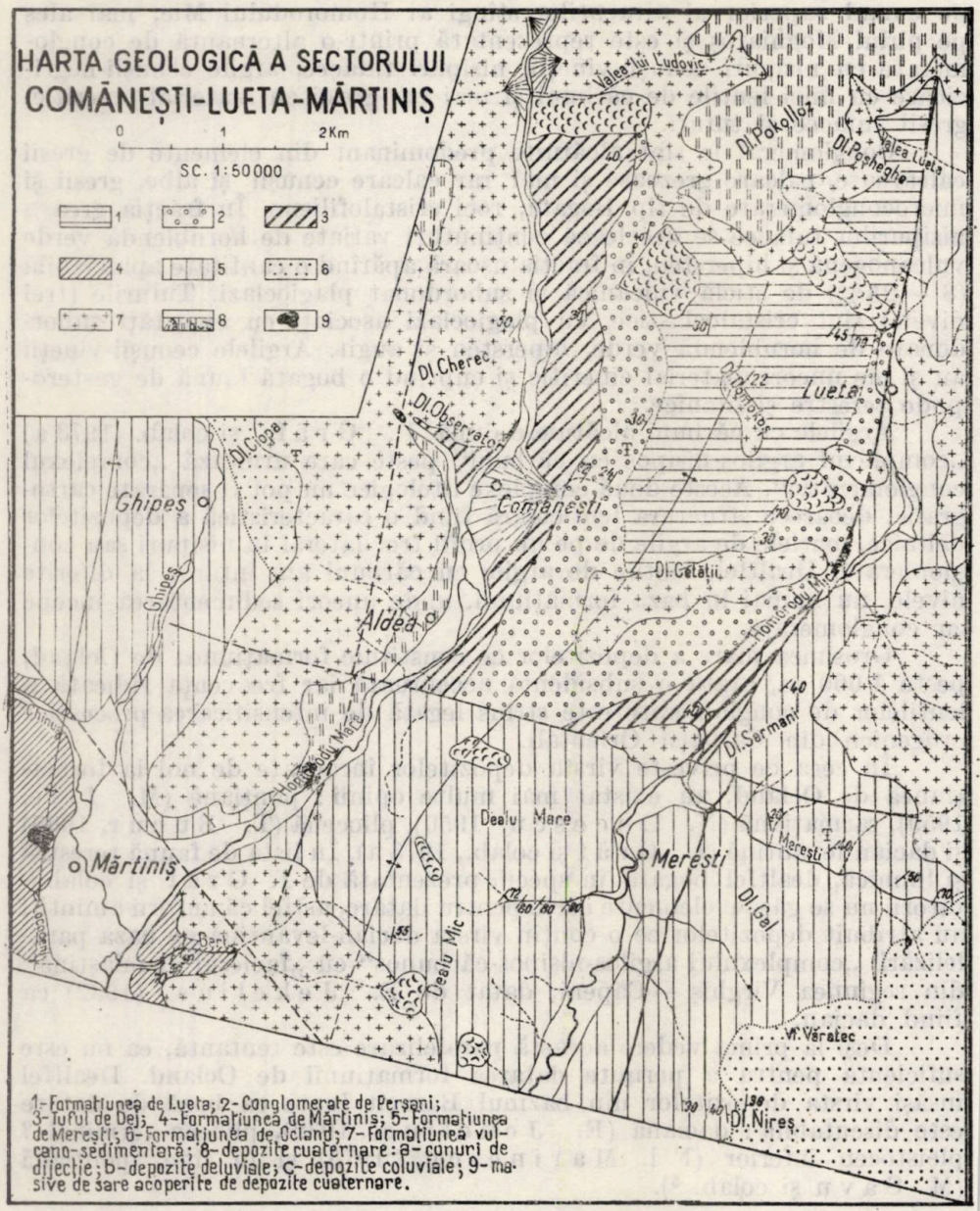

HARTA GEOLOGICĂ A SECTORULUI
COMĂNEȘTI-LUETA-MĂRTINIȘ
0 1 2Km
SC. 1:50000
1 2 3 4 5 6 7 8 9
Valea lui Ludovic
Dl. Pokolloz
Dl. Poșheghe
Valea Lueta
Dl. Cherec
Dl. Observator
Dl. Clopa
Ghipeș
Comănești
Lueta
Dl. Cetății
Aldea
Homorodu Mic
Dl. Sermani
Dealu Mare
Mărtiniș
Merești
Dl. Gal
Dealu Mic
Vl. Văratec
Dl. Nireș
1-Formațiunea de Lueta; 2-Conglomerate de Perșani; 3-Tuful de Dej; 4-Formațiunea de Mărtiniș; 5-Formațiunea de Merești; 6-Formațiunea de Ocland; 7-Formațiunea vulcano-sedimentară; 8-depozite cuaternare: a-conuri de dijecție; b-depozite deluviale; c-depozite coluviale; 9-masive de sare acoperite de depozite cuaternare.

Fig. 2

În jumătatea superioară a formaţiunii de Ocland, A. Popescu a pus în evidenţă nisipuri cineritice ale căror asociaţii de minerale grele sînt paralelizabile cu nivelul nisipurilor roşii, nivel reper identificat de acesta pe toată rama occidentală a lanţului eruptiv Căliman — Gurghiu — Harghita şi care, pe baza unui exemplar de *Congeria subglobosa* Partsch. a fost atribuit pannonianului E. Rezultă de aici că partea inferioară a formaţiunii de Ocland ar fi mai veche decît zona E, probabil C/D, iar partea superioară în care, la diferite nivele, se recunosc asociaţii de minerale grele tipice nisipurilor roşii ar reprezenta zona E dezvoltată într-un facies deltaic. În sectorul situat mai la sud de Lueta — Mereşti, formaţiunea de Ocland suportă depozite ale formaţiunii vulcano-sedimentare a cărei bază, în partea de SV a Munţilor Harghita este, după D. Rădulescu şi colab. (1973), de vîrstă pannoniană (zona E).

g. FORMAŢIUNEA VULCANO-SEDIMENTARĂ

Principalele culmi ale dealurilor din sectorul cercetat sînt constituite din depozite ale formaţiunii vulcano-sedimentare (fig. 2) al căror studiu nu a intrat decît tangenţial în sfera preocupărilor noastre. Ele sînt reprezentate preponderent prin brecii andezitice cu elemente de andezite piroxenice şi, mai puţin, andezite cu hornblendă şi piroxeni. Conţin frecvent intercalaţii decimetrice sau metrice de cinerite grosiere în masa cărora se întîlnesc numeroase elemente andezitice de diverse dimensiuni, uneori pînă la blocuri metrice. Cineritele fine, subordonate cantitativ, sînt dispuse în strate centimetrice sau cel mult decimetrice.

În apropierea localităţii Ghipeş, între nisipurile roşii şi breciile andezitice se înterpune un pachet de conglomerate cu o grosime de 8—10 m. Conglomeratele se află în continuitate de sedimentare peste nisipurile roşii a căror vîrstă este considerată pe baza datelor macrofaunistice, pannoniană (zona E) de A. Popescu[6] încă din anul 1967.

CONCLUZII

Analiza litobiostratigrafică a depozitelor mio-pliocene din sectorul Lueta — Mărtiniş — Mereşti ne-a permis să schiţăm în linii generale o nouă imagine a eveoluţiei geologice pentru partea de SE a depresiunii Transilvaniei.

Cercetările ne-au determinat să redatăm unele depozite „tortoniene" ca fiind de vîrstă ottnangiană şi să presupunem, pe baza asociaţiilor microfaunistice, existenţa sub acestea a depozitelor eggemburgiene.

Conţinutul litobiostratigrafic al depozitelor aparţinînd miocenului, pînă la nivelul volhynianului bazal, deci inclusiv zona cu *Anomalinoides badenensis*, arată existenţa unor interesante asemănări între sectorul studiat şi partea de NV a Depresiunii Transilvaniei (sectorul Dej). Începînd cu volhynianul inferior se constată diferenţe marcante, mai ales microfaunistice, între depozitele de la est de aliniamentul Lueta — Jimbor

[6] A. Popescu (1967), Raport geologic, Arhiva Inst. geol. geofiz.

şi cele din restul Depresiunii Transilvaniei. Asociaţiile microfaunistice se aseamănă cu cele din Platforma Moldovenească începînd cu volhynianul inferior şi pînă la kersonian, a cărui prezenţă a fost semnalată anterior pe bază de macrofaună şi reconfirmată de noi prin analize micropaleontologice. Aceste elemente ne determină să conchidem că cel puţin în timpul sarmaţianului (*sensu* Andrusov) zona depresionară de la est de Lueta — Jimbor avea legături cu regiunea extracarpatică şi, în mai mică măsură, cu Depresiunea Transilvaniei, cu atît mai mult cu cît nu exista încă lanţul eruptiv Călimani — Gurghiu — Hărghita, iar sectorul cercetat avea o evoluţie similară cu zona depresionară Deda — Bistriţa cu care probabil comunica.

Grosimea impresionantă (peste 3 000 m) a depozitelor mio-pliocene din zona depresionară de la est de aliniamentul Lueta — Jimbor este legată de subsidenţa accentuată a acesteia, iar prezenţa masivă la diferite nivele a conglomeratelor în formaţiunea de Mereşti şi formaţiunea de Ocland reflectă amploarea mişcărilor orogenice suferite de Carpaţii Orientali, principala sursă de alimentare a lor, în faza attică.

NEW DATA ON THE LITHO-BIOSTRATIGRAPHY OF THE MIOCENE AND PLIOCENE ROCKS OF THE COMĂNEŞTI—LUETA—MĂRTINIŞ REGION (HARGHITA COUNTY)

SUMMARY

The present paper offers a new stratigraphical image of the miopliocene rocks in the south-eastern part of the Transylvanian Depression.

From a lithostratigraphical point of view several formations of the ottnangian — pannonian interval have been separated.

The Lueta Formation (ottnangian) is made up of clays, clay-silt and to a smaller degree, of sands ; it contains a rich microfauna (*Bathysiphon nodosariaformis*, *B. tauriensis*, *Cyclamina canariniensis*, *C.japonica* and others).

The Perşani conglomerates (karpathian), the next formation, conformably overlying the Lueta Formation, has clayey interbeds wherefrom a rich fauna has been collected (molluscs, worms, hexacorallia, brachiopods and fish otoliths) and a partially reworked fauna, both of them pointing out their age and permitting their correlation with the Ciceu — Giurgeşti beds.

In the Dej tuff formation both the Praeorbulina zone, in continuous sequence, and Orbulina zone have been identified, that point out a lower badenian age.

The presence of the salt formation is marked by slat diapirs and not so much by clays, that occur at Lueta, Mărtiniş and Sînpaul. In the clays of this formation the following microfaunal content has been found : *Globorotalia mayeri*, *G. scitula*, *Globigerina bulloides*.

The Mărtiniş Formation (upper badenian — lowermost volhynian), described for the first time in this paper, is mainly clayey-marly (the

tuffs, sands and sandstones are rather rare) and contains a characteristic microfauna : schists with radiolaria, the *Velapertina* zone, in the uppermost part the *Anomalinoides badenensis* zone of the lowermost volhynian.

The Mereşti Formation (volhynian — ? kersonian) is made up of conglomerates, sands, sandstones, rare argillites. Both the fauna *(Irus gregarius, Ervilia dissita)* and the microfaunal associations *(Elphidium reginum, E. macelum aculeatum, E. advenum)* in the base of the formation point out a volhynian age. In the upper part *Protelphidium subgranosum* and *P. martkobi* assemblages have been met, that together with the fauna *(Mactra caspia, M. bulgarica crassicolis)* lead to the idea of the existence of the kersovian.

The deposits of the Ocland Formation that includes the miopliocene sedimentation cycle appear in a deltaic facies and have been assigned to the C/D pannonian, based on the existence in its upper part of a level correlated with the "red sands" in the western border of the Călimani — Gurghiu — Harghita chain that, on the basis of *Congeria subglobosa* Partsch are assigned to the pannonian.

The litho-biostratigraphical content of the rocks belonging to the miocene, up to the level of the lowermost volhynian (therefore the *Anomalinoides badenensis* zone included) points to the existence of interesting resemblances between the studied area and the north-western part of the Transylvanian Depression (the Dej area). As early as the lower volhynian marked differences, especially microfaunal are noticed between the rocks east of the line Lueta — Jimbor and the ones in the other parts of the Transylvanian Depression. The microfaunal assemblages resemble those in the Moldavian Platform as early as the lower volhynian up to the kersonian, whose presence has been proved before on a macrofaunal basis and confirmed by us according to the micropaleontological analyses. These elements make us conclude that at least during the sarmatian (sensu Andrusov) the depression area east of the Lueta — Jimbor area was linked to the Outercarpathian region and to a smaller degree to the Transylvanian Depression, the more so as the eruptive chain of Călimani — Gurghiu — Harghita did not exist and the investigated area had a similar evolution with the Deda — Bistriţa depression zone it was linked with.

BIBLIOGRAFIE

Baltres A. (1970), *Asupra constituţiei conglomeratelor tortoniene şi sarmaţiene din partea de NE a bazinului Transilvaniei*, D.S. Inst. geol., **LV**/1.

Banyai I. (1927), *Studiul geologic asupra flancului de vest şi mijlociu a Muntelui Harghita*, D.S. Inst. Geol. Rom. XVI.

Bucur I. (1964), *Asupra calcarului mezozoic de la vest de Mereşti (bazinul Homorodului Mic)* Rev. petrol şi gaze, *2*.

— (1965), *Cercetări geologice în bazinul Homorodului*, Rev. petrol şi gaze, **16**.

Ciocîrdel R. (1953), *Geologia regiunii Bistriţa-Reghin*, D.S. Com. geol., **XXXVII**.

Cioflica Gianina, Popescu Gh. (1971), *Contribuţii la stratigrafia miocenului mediu din nord-vestul Transilvaniei*, St. cerc. geol. geofiz., geogr., Seria geologie, **16**, *2*.

Ciupagea D., Paucă M., Ichim T. (1970), *Geologia Depresiunii Transilvaniei*, Edit. Academiei R. S. România, Bucureşti.

Gheorghian Muşat (1971), *Sur quelques affleurements de dépôts ottnangienes de Roumanie et sur leur contenu microfaunique*, Mem. Inst. Geol., **XIV**.

GHEORGHIAN MUŞAT şi colab. (1975), *Asupra biostratigrafiei depozitelor miocene din România (Stadiul 1974)*, D.S. Inst. geol. geofiz., **LXI**.

GHEORGHIAN MIHAELA-DOINA, LUBENESCU VICTORIA, OLTEANU R. (1971), *Contribuţii la stratigrafia Miocenului din sudul Transilvaniei*, D.S. Inst. Geol., **LVII/4**.

GRĂF I., PANĂ IOANA, MITREA GH. (1973 a), *Date noi cu privire la biostratigrafia pliocenului de la nord şi sud-est de Odorheiu Secuiesc (SE bazinului Transilvaniei)*, St. cerc. geol., geofiz. geogr., Seria geologie, **18**, *2*.

GRĂF I., RADO GERTRUDE, PANĂ IOANA, MITREA GH. (1973 b), *Die Sarmat/Mäot Grenze südlich und östlich von Odorhei (Siebenbürgisches Becken)*, Z. geol. Wiss., **1**, *6*, Berlin.

GRĂF I, RADO GERTRUDE, MITREA GH. (1973 c), *Asupra prezenţei sarmaţianului superior (kersonian) în regiunea de la est de Satu Nou (Sud-estul bazinului Transilvaniei)* St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **18**, *1*.

ILIE M. (1955), *Cercetări geologice în bazinul Transilvaniei (reg. Alba Iulia-Sibiu-Făgăraş-Rupea)* An. Com. Geol. **XXVIII**.

JEKELIUS E. (1932), *Die Molluskenfauna der Dazischen Stufe des Beckens von Braşov*, Mem Inst. Geol. Rom., **II**.

KOCH A. (1900), *Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landesthele*, **II**, *Neogene Abteilung*, Budapesta.

MARINESCU Fl. (1975), *Asupra unei faune cu moluşte terestre şi limnice de la est de Baraolt (nord de Braşov)*, D. S. Inst. geol. geofiz **LXI/3**.

ONCESCU N. (1950), *Ridicări geologice în regiunea cutelor diapire din jud. Odorhei*, D. S., **XXXVI**.

PAUCĂ M., (1972). Etapele genetice ale depresiunii Transilvaniei, St. cerc. geol. geofiz. geogr., Seria geologie **17**, *2*.

PAULIUC S. (1968), *Studiul geologic al Perşanilor centrali cu privire specială la cretacicul superior*, St. tehn. econ., Seria **J**, Stratigrafie, *4*.

PĂTRUŢ I. (1952), *Geologia regiunii Beclean*, D.S. Inst. Geol., **XXXVI**.

POPESCU GH. (1975), *Studiul foraminiferelor din miocenul marin din NV Transilvaniei*, Mem. Inst. geol. geof., **XXIII**.

POPESCU GH., CIOFLICĂ GIANINA (1973), *Contribuţii la microbiostratigrafia Miocenului mediu din nordul Transilvaniei*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Seria geologie, **18**, *1*.

PROCA AMULIU, LUNGU PETRU (1970), *Precizări tectonice în zona Mărtiniş-Stnpaul (Odorhei) pe baza unor date gravimetrice*, St. tehn. econ., Seria **D**, Geofizică, *7*.

RĂDULESCU D., PELTZ S., POPESCU A., (1973), *Lower compartment of the structure of the Călimani, Gurghiu and Harghita Mountains : the volcano-sedimentary formation*, An . Inst. geol. **XLI**.

TÖRÖK Z. (1933), *Cercetări geologice în judeţul Tîrnava Mare*, Extr. An. liceului Sighişoara.

VANCEA A. (1960), *Neogenul din bazinul Transilvaniei*, Edit. Academiei R. P. România, Bucureşti.

ZOTTA VICTORIA (1965), *Contribuţii la stratigrafia Miocenului din sudul Munţilor Perşani*, D.S. Com. Geol., **LI/1**.

*** *(1975) Harta geologică a R. S. România, scara 1:50.000*, Instit. Geol. geofiz.

Primit în redacţie
în luna ianuarie 1980

Universitatea din Bucureşti,
Facultatea de geologie şi geografie
şi
Institutul de geologie şi geofizică
Bucureşti

CONSIDERAȚII ASUPRA UNITĂȚILOR LITOSTRATIGRAFICE ALE TERȚIARULUI DIN BAZINUL PETROȘANI (I)

DE

VICTOR MOISESCU

Bazinul Petroșani este una din regiunile cele mai cercetate din punct de vedere geologic din țara noastră. Acest lucru se explică prin importanța lui economică, fiind cel mai bogat bazin carbonifer. Lucrările de explorare și exploatare a cărbunilor au necesitat ample studii de ordin stratigrafic, consemnate mai ales în rapoarte geologice. Numărul mare de astfel de lucrări a condus și la o nomenclatură stratigrafică foarte diversă în ceea ce privește cele cinci unități litostratigrafice care compun terțiarul acestuia.

În lucrarea de față ne-am propus ca, pe baza lucrărilor existente în literatura de specialitate, inclusiv a acelora întocmite de noi și care abordează bazinul sub diverse aspecte (litostratigrafic, paleontologic, paleogeografic etc.), să conturăm termeni litostratigrafici formali pentru unitățile separate aici. Scopul utilizării acestor termeni este acela de a elimina multitudinea de termeni informali, care nu fac altceva decît să creeze confuzii în problemele de geologie a bazinului. Considerăm, de asemenea, că nomenclatura formală va influența favorabil înțelegerea problemelor complexe legate de acest bazin, inclusiv cele de ordin economic.

Dacă analizăm termenii folosiți pînă în prezent (și pe care îi redăm în partea de sinonimie pentru fiecare unitate litostratigrafică în parte), vom constata că aceștia sînt numai termeni informali, exceptînd denumirea de strate de Sălătruc, dată de Gr. Răileanu și colab. (1960). Pe de altă parte, termeni ca „orizont" și „serie", care apar foarte frecvent în literatura de specialitate, sînt cu totul eronat utilizați. Evident, termenul de „orizont" nu se poate aplica la o unitate stratigrafică, „fie ea de timp sau de rocă. Orizontul nu are grosime. El este un plan de separație între două zone" (J. Gherman, 1954, p. 54). În ghidul internațional de clasificare, terminologie și uz stratigrafic (1972, p. 17) se arată, de asemenea, că „orizontul stratigrafic este o suprafață infinit de subțire".

Utilizarea termenului de „serie" pentru unitățile litostratigrafice este desigur și el eronat; seria constituie un termen cronostratigrafic corespunzător termenului cronologic de epocă.

Înainte de a prezenta schema litostratigrafică a termenilor formali propuși de noi, trebuie să facem cîteva observații referitoare la termenii informali existenți actualmente în literatura de specialitate care se referă la terțiarul acestui bazin.

Autorii care s-au ocupat cu studiul bazinului Petroșani înainte de 1950 sau au făcut referiri la acesta în legătură cu diverse aspecte geologice sînt: D. Stur (1863), K. Hofmann (1870 a, 1870 b), O. Heer (1872), Th. Fuchs (1885, 1894 a, 1894 b), M. Staub (1887), A. Koch (1900), M. Blanckenhorn (1900), Fr. v.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ, GEOGR., GEOLOGIE, T. 25, P. 109—117, BUCUREȘTI, 1980

Nopcsa jun. (1905), G. Murgoci (1907), F. Pax (1908), G. Macovei (1909), I. P. Voiteşti (1932), I. Simionescu (1934—35) şi alţii. Dintre aceştia, K. Hofmann (1870 a) a fost primul geolog care a descris cele trei unităţi litostratigrafice mari ce alcătuiesc terţiarul bazinului, fără însă a le denumi. Autorul respectiv a fost urmat apoi de Pax (1908), I. P. Voiteşti (1932), iar după 1950 de G. Macovei (1954), Gr. Răileanu (1955 a, 1955 b), I. Mateescu (1956) etc. În 1950, Gh. Voicu descrie pentru prima dată cinci „orizonturi" în superpoziţie şi anume, cele trei „orizonturi" cunoscute deja de la Hofmann şi două „orizonturi" superioare, care se dezvoltă numai în zona văii Sălătrucului. Cercetătorii care au efectuat studii în bazinul Petroşani după acest autor, au recunoscut existenţa celor cinci unităţi litostratigrafice (Popa şi colab., 1958, 1960; Marinescu, 1961, 1963; Mateescu, 1962; Pop, 1962, 1963; Drăghindă, 1963; Pop şi colab., 1969 a—b; Pop, 1971 a—c şi alţii).

Dintre toţi autorii de mai sus, singurul care a avut o opinie diferită în legătură cu stratigrafia bazinului Petroşani a fost Gr. Răileanu. Acesta recunoaşte existenţa numai a patru „orizonturi" în bazin, inclusiv zona văii Sălătrucului.

Descriind nivelul cu ostrei mari din valea Sălătrucului şi echivalîndu-l cu „orizontul" marno-argilos superior al lui Gh. Voicu, Gr. Răileanu (1955 a) situează nivelul respectiv la partea terminală a „orizontului" 2 (productiv inferior) sau la partea superioară a „orizontului" mediu, ceea ce este acelaşi lucru. De asemenea, gresiile vineţii marnoase, conglomeratele cu elemente mari, argilele verzi cu intercalaţii cărbunoase cu moluşte marine de tip Coruş, ca şi cu forme oligocene salmastre, le consideră ca un facies lateral fosilifer al „orizontului" superior („orizontul" 3).

Forajele amplasate în valea Sălătrucului pe „orizontul" productiv superior („orizontul" 4) au străbătut gresia „orizontului" 3, intrînd în „orizontul" productiv inferior. În felul acesta, s-a stabilit cu precizie că există două „orizonturi" productive superpuse. Altfel spus, depozitele de pe valea Sălătrucului sînt superioare celor ce se dezvoltă în restul bazinului. Ideea sincronismului „orizontului" productiv superior de pe valea Sălătrucului cu „orizontul" productiv inferior, ca şi aceea a sincronismului depozitelor cu faună de moluşte marine de tip Coruş de pe aceeaşi vale cu „orizontul" grezos a fost susţinută de Gr. Răileanu şi colab. (1960, 1963).

„Orizontul" 4 (productiv superior) de pe valea Sălătrucului poate fi divizat în două „suborizonturi" ţinînd cont atît de caracterul litofacial al acestuia, cît şi de conţinutul său faunistic. Pentru prima dată această subdivizare a fost făcută de Răileanu şi colab. în 1960. Autorii respectivi au desemnat prin strate inferioare de Sălătruc, complexul marno-grezos cu şisturi cărbunoase şi stratuleţe de cărbuni, precum şi cu faune salmastre, oligocen superioare, iar prin strate medii de Sălătruc succesiunea grezoasă cu faune de tip Coruş, de la partea superioară.

În ultimul timp, Negulescu-Culda (1972, 1975) separă în cadrul stratelor medii de Sălătruc patru „orizonturi" pe bază de faune de moluşte şi anume: „orizontul" cu *Arca fichteli*, „orizontul" cu *Chlamys*

gigas, „orizontul" cu *Pholadomya* și „orizontul" cu *Fusus burdigalensis*. Propunerea acestor termeni în cadrul stratelor medii de Sălătruc, fie ei și informali, obligă la schimbarea locului stratelor respective în cadrul ierarhiei unităților litostratigrafice, ceea ce nu se poate admite.

Luînd în considerare cele de mai sus, este necesar să propunem o nouă schemă cu termeni formali în ceea ce privește unitățile litostratigrafice ale terțiarului din bazinul Petroșani, pe care o redăm în continuare.

GRUPUL DE PETROȘANI

1. *Denumirea* provine de la localitatea Petroșani.

2. *Prezentare generală.* a. Caracterizarea litologică generală. Grupul de Petroșani este alcătuit dintr-o succesiune de mai multe formațiuni. Din punct de vedere litologic începe printr-o formațiune argiloasă-roșietică, se continuă cu o formațiune marno-grezoasă cu intercalații de șisturi disodiliforme și strate groase de cărbuni, peste care se dispune o a treia formațiune predominant grezoasă, cu interca-

Schema unităților litostratigrafice ale terțiarului din bazinul Petroșani

Unități geocronologice și cronostratigrafice			Unități litostratigrafice formale și informale		
Perioada sau sistemul	Epoca sau seria	Vîrsta sau etajul	Grupul	Formațiunea	Membrul
Neogenul	Miocenul	Langhianul		Formațiunea cu pietrișuri	—
		Acvitanianul	Grupul de Petroșani	Formațiunea de Sălătruc (cu gresii, marne și intercalații de cărbuni)	Membrul superior marin, cu gresii
					Membrul inferior salmastru, cu marne, gresii și intercalații de cărbuni
Paleogenul superior	Oligocenul superior	Egerianul		Formațiunea de Lonea (cu gresii și intercalații de pietrișuri)	—
		Chattianul		Formațiunea de Dilja-Uricani (cu marne, șisturi disodilice și strate de cărbuni)	—
				Formațiunea de Cimpa-Răscoala (cu argile roșii și gresii, iar în vestul bazinului cu intercalații de calcare de apă dulce)	—

laţii de marne nisipoase şi pietrişuri. Pe valea Sălătrucului se mai dezvoltă două formaţiuni, mai noi decît cele menţionate mai sus, una inferioară marno-grezoasă şi şistoasă cu intercalaţii de cărbuni, care se încheie cu bancuri groase de gresii cu faună marină de tip Corus şi alta superioară cu pietrişuri.

b. Argumente care au condus la propunerea noii unităţi litostratigrafice. În stiva groasă de depozite terţiare de peste 3 000 m, ce se dezvoltă în acest bazin este posibilă separarea a cinci formaţiuni. Ele alcătuiesc o unitate litostratigrafică de un rang superior, adică un grup. Fiecare dintre formaţiuni are o individualitate proprie şi caracteristici ce permit separarea ei de celelalte.

c. Stratotipul. Un stratotip-unitate este greu de desemnat; de asemenea nici stratotipuri de limită nu se pot contura cu uşurinţă. Ceea ce se poate prezenta pentru grupul de Petroşani este un stratotip-composit, care constă în însumarea tuturor profilelor-tip ale celor cinci formaţiuni ce-l compun.

d. Localizarea geografică. Stratotipul-composit este stabilit în zonele: Răscoala, Lonea (valea Deforului), Dîlja şi valea Sălătrucului. În bazinul văii Răscoala este localizat stratotipul formaţiunii de bază; el cuprinde o secvenţă din jumătatea inferioară a acestei formaţiuni. La Dîlja este fixat (în forajul 5 410) stratotipul formaţiunii de Dîlja — Uricani, care cuprinde aproape toată grosimea formaţiunii, iar pe valea Deforului de lîngă Lonea, stratotipul formaţiunii de Lonea, acesta constituind de asemenea o secvenţă de la partea mediană a formaţiunii respective. În fine, stratotipurile formaţiunilor de Sălătruc şi cea cu pietrişuri sînt stabilite pe valea Sălătrucului.

e. Descrierea stratotipului. Descrierea stratotipului-composit va fi făcută odată cu prezentarea formaţiunilor. El are o grosime de circa 1 500 m. Din punct de vedere paleontologic cuprinde două formaţiuni fosilifere şi trei sărace sau lipsite de fosile.

3. *Relaţii stratigrafice.* Formaţiunea de Cimpa—Răscoala vine în contact direct cu cristalinul getic şi danubian; uneori stă pe mezozoicul de pe rama bazinului, reprezentat prin depozite cretacice. Celelalte formaţiuni sînt mai mult sau mai puţin în continuitate de sedimentare, exceptînd ultima, care stă transgresiv şi discordant pe formaţiunea de Sălătruc şi de Lonea.

4. *Aspecte regionale.* Grupul de Petroşani se întinde în întreg bazinul. Variaţiile sale de grosime sînt foarte vizibile. Astfel, grosimea medie este de circa 2 000 m, cea masimă de circa 3 000 — 3 300 m, iar cea minimă de 1 000 — 1 200 m.

5. *Vîrsta.* Grupul de Petroşani cuprinde depozite heterocrone. Astfel, formaţiunile de Cimpa — Răscoala, de Dîlja — Uricani şi de Lonea, ca şi partea inferioară a formaţiunii de Sălătruc (respectiv membrul inferior salmastru) (vezi schema litostratigrafică) aparţin chattianului. Partea superioară a formaţiunii de Sălătruc, adică membrul superior marin, cu gresii, revine acvitanianului, iar formaţiunea cu pietrişuri, langhianului, avînd în vedere intercalaţiile tufitice pe care le include.

FORMAȚIUNEA DE CIMPA-RĂSCOALA *

Succesiunea inferioară (Hofmann, 1870, p. 16);
Succesiunea cu gresii, argile șistoase, conglomerate, aproape fără resturi organice (Pax, 1908, p. 51);
Horizon inférieur (Voiteşti, 1932, p. 65);
Orizontul argilo-conglomeratic roșu/Voicu, 1950—51 (1954), p. 239/;
Orizontul inferior (Grupa stratelor de culcuș = orizontul argilo-conglomeratic roșu/Răileanu, 1952 (1955a), p. 194/;
Orizontul inferior (Macovei, 1954, p. 458);
Orizontul conglomeratic inferior (Grupa stratelor de culcuș) sau orizontul conglomeratic roșu (Răileanu, 1955b, p. 264);
Orizontul inferior (orizontul roșu) (Mateescu, 1956, p. 127);
Formațiunea inferioară (Popa și colab., 1958, p. 149);
Molasa inferioară (Răileanu și colab., 1960, p. 269);
Orizontul roșu inferior (orizontul bazal) (Popa și colab., 1960, p. 116);
Orizontul inferior sau bazal (Marinescu, 1961, p. 292);
Seria roșie inferioară sau orizontul inferior (Mateescu, 1962, p. 282);
Orizontul 1 (Bazal) (Pop, 1962, p. 198);
Basalhorizont (Pop, 1963, p. 114);
Orizontul conglomeratic inferior (Grupa stratelor de culcuș) „orizontul conglomeratic inferior" (Răileanu și colab., 1963, p. 189);
Orizontul bazal (Marinescu, 1963, p. 31);
Seria roșie inferioară bazală) (Drăghindă, 1963, p. 138)
Orizontul 1 sau Bazal (Pop și colab., 1969a, p. 64; 1969b, p. 79; Pop, 1971a, p. 92; 1971c, p. 435);
Orizontul 1 (Bazal) (Pop, 1971a, p. 97; 1971b, p. 135);
Untere molasse (Givulescu, 1973, p. 8);
Horizon 1 (basal) (Moisescu, în Báldi și colab., 1975, p. 183);
Orizontul 1 (bazal) (Moisescu, 1976, p. 230).

1. *Denumirea* provine de la cele două localități Cimpa și Răscoala situate în estul bazinului, unde depozitele acestei formațiuni sînt bine reprezentate.

2. *Prezentare generală.* a. Caracterizarea litologică generală, Formațiunea de Cimpa—Răscoala este constituită predominant din argile roșii. Subordonat mai cuprinde și alte tipuri de roci ca: gresii grosiere microconglomeratice, gresii cu concrețiuni marno-calcaroase, marne grezoase, microconglomerate, conglomerate poligene, și pietrișuri. În zona Uricani — Cîmpu lui Neag se întîlnesc frecvent conglomerate roșii și vineții prinse fie într-un ciment argilos roșu, fie într-un ciment argilos-calcaros vinețiu, în alternanță cu argile roșii (Răileanu, 1955a); de asemenea, lentile de calcare de apă dulce.

În regiunea Cimpa — Lonea se disting în mod clar trei faciesuri, pe care le-am prezentat în detaliu anterior (Moisescu, 1976, p. 231).

b. Considerente de ordin istoric. Depozitele care alcătuiese această formațiune au fost descrise încă din 1870 de către Hofmann, fără a le denumi. Mult mai tîrziu au apărut în literatura de specialitate sub diverse denumiri, așa cum reiese din prezentarea sinonimiilor.

c. Argumente care au condus la propunerea noii unități litostratigrafice. Succesiunea prezentată

* Celelalte formațiuni vor fi descrise într-un articol care va apărea ulterior.

mai sus îndeplineşte atributele unei formaţiuni, avînd un element litologic comun, argilele roşii.

d. Stratotipul. Este dificil de găsit un profil-tip, complet care să servească ca stratotip-unitate pentru o succesiune a cărei grosime depăşeşte 500 m. De aceea vom căuta să dăm secvenţe litologice, al căror număr poate să crească pe măsură ce se va cunoaşte în întregime bazinul. Deocamdată, profilul-tip a fost stabilit de noi în bazinul văii Răscoala, în versantul drept al văii Băniţa (1976, pl. VII, a; pl. VIII, col. A).

e. Descrierea stratotipului. Conţinutul litologic grosimea, structura lui etc. au fost prezentate anterior (Moisescu, 1976, pl. VIII, col. A.

f. Descrierea limitelor. Profilul-tip desemnat (1976, pl. VII, a; pl. VIII, col. A) nu este complet, el reprezentînd doar o secvenţă situată în jumătatea inferioară a formaţiunii respective. Cu toate acestea, limitele unităţii descrise se pot trasa cu certitudine datorită compoziţiei ei litofaciale distincte. Formaţiunea vine prin baza ei în contact direct cu cristalinul; partea terminală a acesteia este marcată de dispariţia argilelor roşii şi a celorlalte tipuri de roci care o compun şi de apariţia şisturilor disodilice şi a stratelor cu cărbuni, precum şi a gresiilor stratificate, bogate în moluşte.

g. Originea sedimentelor. După interpretările lui Drăghindă (1963) reiese că formaţiunea de Cimpa — Răscoala este constituită din depozite fanglomeratice de piemont, care au luat naştere la baza masivelor muntoase prin acţiunea dinamică a unor curenţi sau rîuri de munte. Prezenţa concreţiunilor calcaroase, culoarea roşie a sedimentelor şi lipsa resturilor vegetale arată că această formaţiune s-a format într-un mediu arid.

h. Hipostratotipuri. Ca profil de referinţă care întregeşte profilul-tip am desemnat pe cel din pl. VII, b şi pl. VIII, col. B (1976).

3. *Aspecte regionale.* Formaţiunea descrisă se dezvoltă sub forma unor fîşii mai mult sau mai puţin continui, dispuse pe ambele rame ale bazinului. Ea apare bine dezvoltată în bazinul văii Răscoala, în peticul de la confluenţa văii Cimpa cu Jiul de Est, ca şi între văile Cimpa şi Jieţ. Pe rama sudică îşi mai face apariţia într-un mic petic din cursul superior al văii Ciotinii (afluent de stînga al văii Sălătrucului). În versantul drept al văii Jiului de Vest se dezvoltă sub forma unei fîşii aproape neîntrerupte, începînd de la valea Chicerii (din apropierea confluenţei celor două Jiuri) pînă dincolo de Cîmpu lui Neag. Pe rama nordică apare între Petrila şi Lupeni, tot sub forma unei fîşii continui.

b. Variaţii de grosime. Formaţiunea de Cimpa — Răscoala are o grosime ce variază între 100 şi 350 m. Grosimea maximă este de 600 m şi a fost interceptată de un foraj de la Livezeni. În vestul bazinului grosimea scade treptat, ajungînd pe alocuri pînă la efilare.

c. Variaţii de facies. Aşa cum am mai precizat, în estul bazinului, între văile Răscoalei şi Jieţului, se disting trei faciesuri. Unul dintre acestea şi anume faciesul argilos roşu se continuă mai departe

în flancul nordic al bazinului pînă la Lupeni, unde formațiunea dispare din cauza faliei majore ce o delimitează; reapare sub formă de petice începînd de la Orașul Nou spre vest. Pe rama sudică se dezvoltă sub forma unei fîșii înguste pînă la capătul terminal al bazinului, la SE de Cîmpu lui Neag. Faciesul argilos roșu cuprinde în zona Uricani — Cîmpu lui Neag multe conglomerate cu ciment argilos roșu (R ă i l e a n u, 1955 a, p. 194) și lentile de calcare.

4. *Relații stratigrafice.* Formațiunea este dispusă transgresiv peste fundamentul cristalin sau peste depozitele mezozoice și suportă în continuitate de sedimentare(?) formațiunea de Dîlja — Uricani. Pe alocuri, acolo unde aceasta din urmă lipsește, vine în contact direct cu formațiunea de Lonea.

5. *Vîrsta.* Formațiunea este aproape lipsită de fosile. D r ă g h i n d ă și M i h a l a c h e[1] au întîlnit în intercalațiile calcaroase de pe pîrîul Cheii limneide, semnalate dealtfel și în alte părți ale bazinului. Fosilele întîlnite nu sînt însă concludente din punct de vedere biostratigrafic. Neexistînd nici un argument pentru acordarea unei vîrste precise, diferiți autori au încadrat-o cînd la eocen, cînd la oligocen sau chiar la miocen. Vîrsta chattiană a acestei formațiuni a fost stabilită de noi prin comparație cu formațiunea cu calcare de apă dulce de la Merișor (bazinul Hațeg), care conține gasteropode chattiene, formațiune sincronă cu cea de Cimpa — Răscoala.

CONSIDÉRATIONS SUR LES UNITÉS LITHOSTRATIGRAPHIQUES DU TERTIAIRE DU BASSIN DE PETROȘANI

RÉSUMÉ

L'ouvrage traite les problèmes de nomenclature des unités lithostratigraphiques du Tertiaire du bassin de Petroșani. L'importance économique particulière de ce bassin a déterminé beaucoup de chercheurs d'élaborer une série d'ouvrages stratigraphiques qui ont créé en même temps un système difficile de nomenclature, presque entièrement basé sur des termes lithostratigraphiques informaux. Bien qu'employé dans le langage minier habituel, le terme „horizon" n'est pas recommandable pour la lithostratigraphie, ayant une signification complètement différente. C'est pour cela qu'on a considéré nécessaire, pour les unités lithostratigraphiques du Tertiaire de ce bassin qu'il faut esquisser des termes formaux adéquats, conformément aux recommandations du Guide international de classification, terminologie et usage stratigraphique.

La succession du Tertiaire du bassin de Petroșani a été présentée dans un tableau schématique, renfermant un groupe nommé le groupe de Petroșani, formé de 5 formations, à savoir : formation de Cimpa —

[1] I. D r ă g h i n d ă și P. M i h a l a c h e (1963), Raport geologic, arhiva IGG, București.

Răscoala, formation de Dîlja — Uricani, formation de Lonea, formation de Sălătruc et formation à graviers. L'avant-dernière formation comporte à son tour deux membres : le membre inférieur, saumâtre, à marnes, grès et intercalations de charbon et le membre supérieur, marin, à grès.

Pour chacune de ces formations on a indiqué des stratotypes-unités et là où c'était possible, des stratotypes de limite ; on a proposé aussi une série de hypostratotypes. Dans cet ouvrage on a présenté la première formation, les quatre autres allant être décrites dans un ouvrage ultérieur.

BIBLIOGRAFIE

Blanckenhorn M. (1900), *Das Alter der Schylthalschichten in Siebenbürgen und die Grenze zwischen Oligocän und Miocän*, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., LII, Berlin.

Culda Victoria (1975), *Sur l'horizon basal à faune marine du Miocène inférieur du bassin de Petroşani (Ruisseau Sălătruc)*, Anal. Univ. Buc., Şt. nat., **XXIV**.

Drăghindă I. (1963), *Contribuţii la cunoaşterea condiţiilor de sedimentare în bazinul Petroşani (Carpaţii Meridionali)*, Asoc. geol. Carp.-balc., Congr. V, **III/1**, Comunic. şt., secţ. II : stratigrafie, Bucureşti.

Fuchs Th. (1885), *Tertiärfossilien aus dem Becken von Bahna (Rumänien)*, Verhandl. d.k.k. geol. R. A., Wien.

— (1894a), *Geologische Studien in den jüngeren Tertiärbildungen Rumäniens*, N.Jb.f Min., I, Stuttgart.

— (1894 b), *Tertiaerfossilien aus den Kohlenführenden Miocaenablagerungen der Umgebung von Krapina und Radoboj und über die Stellung der sogenannten „Aquitanischen Stufe"*, Mitt. a.d.Jahrb.d.k. ung. geol. Anst., X(5), Budapest.

Gherman J. (1954), *Îndrumări în practica geologică*, Edit. tehnică, Bucureşti.

Givulescu R. (1973), *Ein Beitrag zur Kenntnis der Fossilen Flora des Schiltals*, Mém. XIX, Bucureşti.

Hedberg H. (1970), *Preliminary Report on Litostratigraphic Units*, Inter. Geol. Congr., Intern. subcommis. on stratigr. classif. Report no 3, Montreal.

Heer O. (1872), *Über die Braunkohlen Flora des Zsily-Thales in Siebenbürgens*, Mitt.a.d.Jahrb d.k. ung. geol. Anst., II(1), Budapest.

Hofmann K. (1870 a), *A Zsily-völgyi szénteknö. A Magyarhoni földtani tarsulat Munkálatai*, V. kötet, Budapest.

— (1970 b), *Das Kohlenbecken des Zsily(Schiel)-Thales*, Verhandl.d.k.k.geol. R.A., XX(1—18), Wien.

Koch A. (1900), *Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landestheile*, II. Neogene Abtheilung, Budapest.

Macovei G. (1908), *Basenul terţiar de la Bahna (Judeţul Mehedinţi)*, An. Inst. Geol. Rom., III(1), Bucureşti.

— (1954), *Geologie stratigrafică*, Edit. tehnică, Bucureşti.

Marinescu I. (1961), *Contribuţii la studiul geologic al bazinului carbonifer Valea Jiului*, Rev. Minelor, **XII**(7), Bucureşti.

— (1963), *Cîteva observaţii geologice asupra bazinelor Valea Jiului şi Haţeg*, Rev. minelor, **XIV**(1), Bucureşti.

Mateescu I. (1956), *Studiul petrografic al cărbunilor din bazinul văii Jiului, cu privire specială asupra cărbunilor din regiunea Uricani-Cîmpu lui Neag*, An. Com. Geol., **XXIX**.

— (1962), *Geologia zăcămintelor de cărbune*, Edit. didactică şi pedagogică, Bucureşti.

Moisescu V. (1975), *Faziostratotypus : Dîlja (forage 5410) et Lonea (Valea Deforului), Bassin de Petroşani (Das Kohlenbecken des Zsily (Schiel)-Thales), Roumanie (Boundary ou Unit Stratotype : O/OM/M_1)*, In *„Chronostratigraphie und Neostratypen Miozän der Zentralen Paratethys"*, V, OM, Egerien, Bratislava.

— (1976), *Observaţii asupra regiunii Cîmpa-Lonea (bazinul Petroşani), cu descrierea unui profil de referinţă pentru Egerian*, D.S. şed., **LXII** (1974—1975), 4. *Stratigrafie*.

Murgoci G. (1907), *Terţiarul din Oltenia cu privire la sare, petrol şi ape minerale*, An. Inst. Geol., I(1), Bucureşti.

NEGULESCU-CULDA VICTORIA (1972), *Noi contribuții privind depozitele burdigaliene din bazinul Petroșani (Pîrîul Sălătruc)*, Anal. Univ. Buc., Geologie, **XXI**.

NOPCSA FR. (1905), *Zur Geologie der Gegend zwischen Gyiulafehévar (Alba Iulia), Deva, Ruskabanya (Rusca Montană) und der rumänischen Landesgrenze*, Mitt.a.d.Jahrb.d.k. ung. geol. Anst., **XXV**(*4*), Budapest.

PAX F. (1908), *Die Tertiärflora des Zsilthales (unter Mitwirkung von dr. A. Lingelsheim)*, Bot. Jahrb., **XL**(*93*), Leipzig.

POPA VALERIA, PĂTRAȘCU M., TISU L. (1958), *Studiul petrografic al rocilor sterile din formațiunea medie (productivă) Lupeni Nord*, Lucr. șt. Inst. de mine Petroșani, **I**, București.

POPA VALERIA, TISU V., PĂTRAȘCU M. (1960), *Studiul petrografic al orizontului productiv din cîmpul minier Lupeni*, Lucr. șt. Inst. de mine Petroșani, **II**, București.

POP E. (1962), *Cercetări geologice în partea de est a bazinului Petroșani*, Lucr. șt. Inst. de mine Petroșani, **III**, București.

POP E. (1963), *Geologische Forschungen im Becken von Petroșani*, Freiberger Forschungshefte, Heft C 163, Berlin.

POP E., IONESCU M., DOROBANȚU I. (1969 a), *Geologia cîmpurilor miniere Petrila-Livezeni-Sălătruc*, Lucr. șt. Inst. de mine Petroșani, **VI**(*6*), Geol. geofiz., București.

POP E., DOBRESCU ANA, DOROBANȚU I. (1969 b), *Geologia cîmpurilor miniere Dîlja-Iscroni*, Lucr. șt. Inst. de mine Petroșani, **VI**(*6*), Geol.-geofiz., București.

POP E. (1971a), *Condițiile de sedimentare ale depozitelor din bazinul Petroșani (Jud. Hunedoara)*, Lucr. șt. Inst. de mine Petroșani, **VIII**(*5*), Geologie, București.

— (1971 b), *Verificarea matematică a vîrstei depozitelor orizontului 1 sau bazal din bazinul Petroșani (Jud. Hunedoara), pe bază de cronovalențe și cronopotențiali*, Lucr. șt. Inst. de mine Petroșani, **VIII**(*5*), Geologie, București.

— (1971 c), *Geologie Generală*, Edit. didactică și pedagogică, București.

RĂILEANU GR. (1955 a), *Cercetări geologice în regiunea Cîmpului lui Neag-Uricani și considerațiuni generale asupra bazinului Petroșani*, D.S. șed. Com. Geol., **XXXIX**, București.

— (1955 b) *Burdigalianul de pe pîrîul Sălătruc și considerațiuni generale asupra bazinului Petroșani*, Rev. Univ. „C. I. Parhon" și a Polit. Buc., Seria șt. nat. (*6—7*), București.

RĂILEANU GR., PATRULIUS D., MĂRGĂRIT E., CHIVU M., DRAGU V. (1960), *Coreiarea molaselor cu Antracoterii mari din Transilvania și bazinul Petroșani*. St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, **V**(*2*).

RĂILEANU GR., GRIGORAȘ N., ONCESCU N. (1963), *Geologia zăcămintelor de cărbuni, cu privire specială asupra teritoriului R.P.R.*, Edit. tehnică, București.

RĂILEANU GR., NEGULESCU V. (1964), *Studiul comparativ al faunei burdigaliene din bazinul Transilvaniei și bazinul Petroșani*, An. Com. Geol., **XXXIV**(*1*).

SIMIONESCU I. (1934—1935), *Asupra unui Anthracotherium de la Petroșani*, Acad. Rom., Mem. secț. șt., Seria III, **X**.

STAUB M. (1887), *Die aquitanische Flora des Zsilthales im Comitate Hunyad*, Mitt.a.d. Jahrb. d.k.ung.geol. Anst., VII, Budapest.

STUR D. (1863), *Bericht über die geologische Uebersichtsaufnahme des süd-westlichen Siebenbürgen im Sommer 1860*, Jahrb. d.k.k.geol.R.A., Wien.

VOICU GH. (1954), *Cercetări geologice și micropaleontologice în bazinele Bahna și Petroșani*, D.S. Com. Geol., **XXXVIII** (1950—1951).

VOICU GH., POPESCU GH., MOISESCU V., ICHIM TR. (1976), *Asupra nivelului cu Operculina din Miocenul depresiunii Petroșani*, D.S. Inst. geol. geofiz., **LXII**(1974—1975), *4*. Stratigrafie, București.

VOITEȘTI I. P. (1932), *Le bassin de Petroșani dans le cadre géologique des dépressions carpathiques internes*, Bul. soc. rom. geol., **I**.

* * * (1972), *An International Guide to Stratigraphic classification. Terminology and Usage*, Universitetsforlaget, Oslo.

Primit în redacție
în luna decembrie 1978

Institutul de geologie și geofizică
București

CÎTEVA OBSERVAȚII GEOLOGICE ÎN PERIMETRUL COMUNEI CHIUZBAIA (MARAMUREȘ)

DE

RĂZVAN GIVULESCU

Comuna Chiuzbaia este situată în depresiunea cu același nume, la NE de Baia Mare. Faptul că se învecinează cu regiuni de interes minier a făcut ca geologia depresiunii să fie obiectul atenției geologilor încă din secolul trecut (Hofmann, 1870). Numeroase referiri la geologia regiunii găsim în rapoartele geologice de după 1944. Singurul studiu publicat al regiunii, însoțit de o hartă geologică, îl datorăm lui P. și Gabriela Polonic (1962). În 1967, V. Ghiurcă și Elisabeta Jakab, studiind diatomitele din regiune, prezintă și cîteva date geologice, precum și o hartă geologică a regiunii. De menționat că nici una din aceste două hărți publicate nu reflectă realitatea de pe teren.

În 1976, în scopul clarificării unor probleme în sedimentarul depresiunii și în zona imediat învecinată de sub Muntele Igniș, am reluat studiul acesteia aproximativ la nord de creasta Valea Jidovaia — Valea Chiuzbaia.

Este cunoscut că la alcătuirea geologică a Depresiunii Chiuzbaia iau parte eocenul, sarmațianul și pannonianul și că probele micropaleontologice analizate din sarmațian au evidențiat și prezența unor resturi organice badeniene remaniate (V. Ghiurcă și Elisabeta Jakab, 1967). Formațiunile în cauză sînt cutate într-un anticlinal orientat E — V.

Regiunea studiată, pe care o prezentăm, cuprinde depozite aparținînd sarmațianului și pannonianului.

SARMAȚIAN

Acesta aflorează numai în două puncte : pe poteca turistică Baia Sprie — Igniș, în apropierea drumului forestier, și în „Gropi". În ambele aflorimente apar marne cenușii-vinețiі, friabile, mai mult sau mai puțin stratificate, cu deosebirea că în „Gropi" ele sînt foarte fosilifere. Dragu Valentina și Docșănescu Florica (1970)[1] citează : *Cardium gleichenbergense* Papp, *C. lithopodolicum* Dub., *C. pium pestis* Zhishtk., *C. pium pium* Zishtk., *C. vindobonense* (Partsch.), *C. ringeiseni* Jek., *C. politioanei* Jek., *Ervilia dissita* (Eichw.), *Musculus sarmaticus* (Gat.), *Mactra sp.*, *Gibbula sp.* Ele citează, de asemenea, o microfaună foarte bogată și mai ales semnificativă ; din partea inferioară : *Quinqueloculina akneriana* d'Orb., *Q. akneriana* var. *rotunda* Gerke, *Q. akneriana* var. *argunica* Gerke, *Q. consobrina* d'Orb., *Q. reussi* Bogd., *Porosononion*

[1] Dragu Valentina, Docșănescu Florica (1970), Raport geologic, arhiva IPEG, Baia Mare.

subgranosus Egger (f. frecvent), *P. martkobi* Bogd., *Nonion bogdanoviczi* Volosch., *N. granosum* d'Orb., *Elphidium macellum* (Ficht. & Moll.), *E. subumbilicatum* Czyzek, *E. lessoni* d'Orb., *Bolivina punctata* d'Orb., *B. danvillensis* d'Orb. (f. frecvent), *Bulimina aculeata* d'Orb., *B. elongata* d'Orb., *Uvigerina asperula* Czyzek, *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerinoides triloba* Rss., *Globorotalia sp.*, *Ammonia beccarii* (L.), *Discorbis cf. conicus* Djanlidze, *Eponides dutemplei* d'Orb., *Cibicides ungerianus* d'Orb., *C. lobatulus* (Walk. & Joc.), *Cassidulina crassa* d'Orb., *Marginulina sp.*, *Glomospira gordialis* (Park. & Johns.), Diatomee piritizate, Ostracode ; din partea superioară : *Quinqueloculina akneriana* d'Orb., *Q. akneriana* var, *rotunda Gerke*, *Q. gracilis* Karrer, *Q.* ex gr. *circularis* Born., *Articulina problema* Bogd., *Porosononion subgranosum* Egger, *P. martkobi* Bogd., *Elphidium aculeatum* d'Orb. (f. frecvent), *E. subgranosum* Egger, *E. reginum* d'Orb., *E. reginum* var. *caucasica* Bogd., *E. listeri* d'Orb., *E. antoninum* d'Orb., *E. sculpturatum* Cush., *Bolivina danvilensis* (Howe — Wallace), *Ammonia beccarii* (L.), *Pyrgo inornata* d'Orb., *Sphaeridia papillata* H. A. E.).

Vîrsta : lista de fosile citate este suficient de bogată pentru a permite atribuirea acestor depozite volhinianului superior—bessarabianului inferior, cu menţiunea însă, că dacă într-adevăr unele dintre microfosile sînt remaniate, aşa cum susţin V. Ghiurcă şi Elisabeta Jakab (1967) atunci tipurile de *Bulimina*, dar mai ales *Globigerinoides trilobus*, ar confirma indiscutabil şi prezenţa badenianului.

De menţionat că pe harta geologică a lui P. şi Gabriela Polonic (1962) nu este figurat sarmaţianul pe flancul de nord al anticlinalului Chiuzbaia. Ceea ce am descris mai sus provine tocmai de pe flancul nordic al acestui anticlinal.

PANNONIAN (*s. l.*)

Distingem în perimetrul studiat : 1. un pannonian lacustru-salmastru în legătură cu lacul pannonian din Depresiunea Baia Mare ; 2. un pannonian lacustru independent.

1. Pannonianul lacustru-salmastru ocupă cea mai mare parte a regiunii studiate, depozitele sale fiind dispuse transgresiv şi discordant peste cele ale sarmaţianului. Distingem : a. un orizont nisipos în bază ; b. un orizont marnos în partea superioară.

Orizontul nisipos alcătuieşte seria de culmi din versantul stîng al Văii Jidovaia, precum şi interfluviul Valea Jidovaia—Valea Lazului. Este alcătuit din nisipuri fine gălbui, slab muscovitice, eventual cu intercalaţii subţiri de gresii friabile în plăci. Nu conţine fosile. Grosimea acestui orizont este greu de apreciat, P. şi Gabriela Polonic o consideră la 200 m, cifră pe care nu o infirmăm.

Orizontul marnos apare pe flancul de nord al depresiunii în general în imediata apropiere a eruptivului. Aflorimente bune se găsesc pe Pîrîul Borcutului imediat dinsus de „Borcut" şi pe Pîrîul Găjilor. Orizontul acesta constă din marne slab nisipoase, cenuşii cu intercalaţii de marne mai dure, dispuse în plăci. Poziţia lor este N 84°E/15° NV [2], iar grosimea în Pîrîul Borcutului este de 135 m. Marnele sînt acoperite de o curgere

[2] Măsurătorile au fost efectuate cu busola de 400°.

de lavă andezitică, fără însă ca macroscopic cel puțin, să se observe fenomene de contact.

Conținutul fosilifer al acestui orizont se reduce doar la microfosile. Astfel P. și G a b r i e l a P o l o n i c (1962) citează : *Paracypris labiata* Zal. = *(Candona /Thaminocypris/ labiata* Zal.*)*, *Amplocypris sp.*, în timp ce C h i n t ă u a n a determinat în materialul trimis spre studiu :

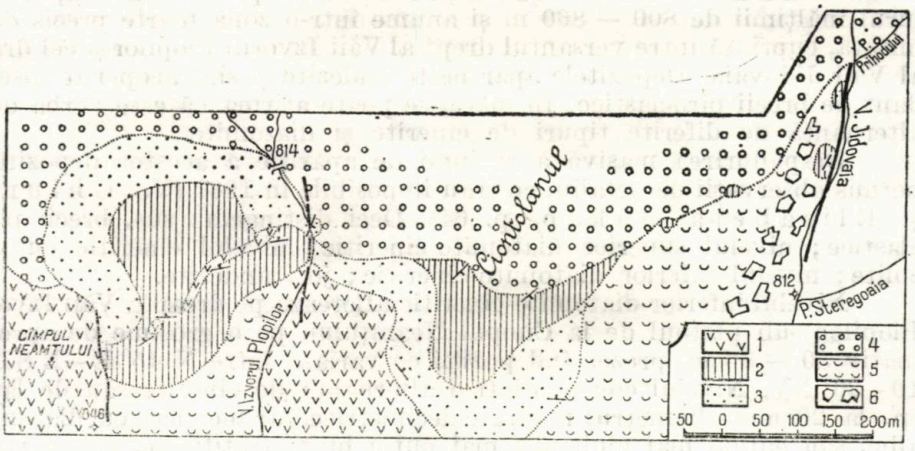


Fig. 1.— Schița geologică a regiunii de aflorare a pannonianului lacustru. *1*, Andezite, *2*, nivelele diatomito-cineritice, *3*, nivelul cineritic cu silicolite, *4*, brecii piroclastice, *5*, alunecări de pantă, *6*, blocuri răzlețe de andezit.

Cyprideis pannonica (Méhes), *Miocyprideis janoscheki* Kollmann, *Leptocythere bosqueti* (Liv.), *Euxinocythere (Euxinocythere) vladislavovensis* Stanc., *Loxoconcha (Loxoconcha) rhombovalis* Pok.

Vîrsta : lista de *Ostracode* de mai sus este suficientă pentru stabilirea vîrstei depozitelor în cauză. Asociația citată ar caracteriza, după C h i n t ă u a n, partea inferioară a pannonianului s. str.

Discuții : în lucrarea din 1962, P. P o l o n i c și G a b r i e l a P o l o n i c subdivid „ponțianul" din regiune în trei orizonturi : marnos, nisipos și tufaceu. Cît privește primele două, succesiunea corectă este cea dată de noi. Cît privește orizontul tufaceu, fără a-i contesta existența la Mina Herja, sîntem însă de părere că ceea ce a fost citat ca atare de pe Valea Jidovaia nu mai poate fi adus în legătură cu pannonianul din depresiune. De asemenea, nu am întîlnit nicăieri pe Valea Lazului acest orizont.

Inversiunea de orizonturi amintită mai sus duce în continuare la o confuzie și anume V. G h i u r c ă și E l i s a b e t a J a k a b (1967) considerînd orizontul nisipos ca orizont terminal al „ponțianului" îl paralelizează cu depozitele nisipoase din Bazinul Silvaniei și îi atribuie vîrsta daciană, punct de vedere care nu mai poate fi acceptat în momentul de față.

Mai trebuie să arătăm că din alte părți ale depresiunii se citează macrofaune destul de cuprinzătoare și caracteristice ce definesc un panno-

nian superior s. str. (nu mai sus de E). Se pare deci că ceea ce am descris pe flancul nordic al anticlinalului nu reprezintă decît baza unui pannonian ce s-a păstrat mult mai complet pe flancul sudic. Am arătat cu altă ocazie (R. Givulescu şi Moldovan, 1970) că ultimele depozite ale pannonianului din Depresiunea Baia Mare aparţin zonei E a pannonianului s. str. Este deci explicabil că nici în zona Chiuzbaia depozitele pannoniene fosilifere nu depăşesc acest nivel stratigrafic.

2. Pannonianul lacustru independent apare în jurul înălţimii de 800 — 860 m şi anume într-o zonă foarte precis delimitată, cuprinsă între versantul drept al Văii Izvorul Plopilor şi cel drept al Văii Jidovaia. Depozitele apar peste andezite şi sînt acoperite discordant de brecii piroclastice. În mare, se poate afirma că este vorba de o alternanţă de diferite tipuri de cinerite şi diatomite.

Despădurirea masivă a regiunii de apariţie a acestor depozite a permis observaţii de detaliu, ce erau imposibile în 1967 (V. Ghiurcă şi Elisabeta Jakab, p. 64). Deci distingem: sus, brecii piroclastice; nivelul superior diatomito-cineritic; nivelul cineritic cu silicolite; nivelul inferior diatomito-cineritic; jos, andezite.

Nivelul inferior diatomito-cineritic aflorează pe dreapta Văii Izvorul Plopilor sub platoul de la Cîmpul Neamţului, pe o grosime de aproximativ 30 — 35 m, prezentînd poziţii ce variază între N 45° E—N 80°E/10—20° NV. Nivelul constă dintr-o alternanţă de cinerite sau de lapili (p. la 20 mm diametru) în strate decimetrice, rar metrice, cu diatomite albe, sau gălbui mai mult sau mai puţin bine stratificate, cu spărtura neregulată. Se remarcă în special un strat de diatomit de 3 — 3,50 m grosime. În această succesiune apare bine vizibilă la 814 m înălţime o intercalaţie de 2 m grosime de o microbrecie piroclastică verzuie. Alternanţa amintită este întreruptă de o brecie de contact cinerito-diatomitică, cu stratele ridicate în picioare, sau chiar răsfrînte, datorită unei curgeri de lavă de 2— 3 m grosime. Peste curgerea de lavă urmează o nouă alternanţă asemănătoare celei de jos.

Examinat la microscop, diatomitul de 3 — 3,50 m este format numai din diatomee ciclice. Accidental, în baza stratului apar rare fragmente de cristale.

Nivelul cineritic cu silicolite aflorează atît pe stînga, cît şi pe dreapta Văii Izvorul Plopilor, fiind alcătuit pe o grosime de 30 — 35 m din microbrecii piroclastice în bază, ce trec în sus în cinerite mai fine sau mai grosiere, de culoare albicioasă cu frecvente alteraţii limonitice, ce-l pătează în maro. Foarte des prezintă o concreţionare caracteristică, fiind de asemenea caracterizat prin prezenţa a numeroase silicolite albe. Pe stînga văii amintite nivelul acesta mai conţine trei intercalaţii de ordinul 0,50 — 2 m de diatomite albe ce se desfac în plăci subţiri. Poziţiile măsurate variază între N 46—56° V/30 — 45° NE.

Nivelul superior diatomito-cineritic aflorează numai pe stînga Văii Izvorul Plopilor, fiind dispus discordant peste nivelul cineritic cu silicolite, cu poziţia N 51°E/6—10° SE. Grosimea lui este de 20 — 25 m, fiind bine deschis atît pe direcţie, cît şi pe cădere, în lungul drumului forestier ce duce în Valea Jidovaia, precum şi în rîpa de sub acest drum. Nivelul acesta constă dintr-o alternanţă de cinerite grosiere sau mai fine, de diferite tipuri în strate centimetrice, mai rar decimetrice

și în mod excepțional metrice, cu diatomite albe sau cenușii, uneori compacte și dure, alteori dispuse în plăci centimetrice. Diatomitele prezintă în general grosimi decimetrice pînă la metrice. Caracteristice în această succesiune sînt cîteva alternanțe foarte rapide cinerit diatomit, din care exemplificăm una :

sus :	1,60 m diatomit	0,32 m diatomit
	0,08 m cinerit	0,11 m cinerit
	0,07 m diatomit	0,10 m diatomit
	0,18 m cinerit	0,06 m cinerit
	0,04 m diatomit	0,84 m diatomit
	0,11 m cinerit	

Dar nu numai atît. Un eșantion colectat din partea inferioară a succesiunii descrise ne arată microstructuri și mai ales microalternanțe care cu greu ne-ar permite încadrarea lui la un anumit tip de rocă din cele două amintite (vezi anexa).

Aspectul microscopic al celor două roci :

a. diatomitul variază de la un diatomit absolut pur la care în cîmpul microscopului nu apar decît diferite tipuri de diatomee (în special ciclice), pînă la cazul extrem de un diatomit mai mult sau mai puțin impurificat printr-un aport de hialo, sau cristalocinerit din fragmente angulare de sticlă, sau feldspați plagioclazi maclați polisintetic ;

b. cineritele variază de asemenea în compoziție. Vom da descrierea a două secțiuni : în partea inferioară a alternanței, rocă constituită din fragmente colțuroase de andezit ce conține plagioclazi maclați polisintetic, piroxen și cuarț cu extincție ondulatorie și normală. Prezența primului tip de cuarț, precum și a unor fragmente de rocă sedimentară cornificată (biotitizată) atestă și o participare de material nemagmatic. Fragmentele de andezit ce compun roca au frecvent structură pilotaxitică și textură fluidală. Roca este un piroclastit andezitic ; în partea superioară a alternanței, rocă cu o masă fundamentală izotropă, parțial devitrificată cu fragmente de cristale de cuarț xenomorf, parțial resorbit, de feldspați ortoclazi și plagioclazi cu macle polisintetice, de limonit și hematit, de biotit în lamele fine în stadii diferite de baueritizare. Roca prezintă fisuri de dimensiuni micronice umplute cu opal și SiO_2 criptocristalin. Roca este deci un tuf foarte fin, vitroclastic, în curs de devitrificare, cu formare de minerale argiloase și separare de SiO_2 coloidal și criptocristalin, de caracter chimic dacitic sau riodacitic.

În continuare, resturi izolate ale aceluiași nivel mai apar în două puncte în lungul drumului forestier amintit. Ele arată continuarea spre est a aflorimentului, puternic deranjat aici de breciile piroclastice și fac astfel legătura cu aflorimentele din Valea Jidovaia : aflorimentul de la Biserica lui Sîrîdon și cel situat la 35 — 40 m mai spre N.

La Biserica lui Sîrîdon aflorează un *dycke* andezitic pe flancul de vest al căruia apare o alternanță de cinerite, uneori chiar lapili cu diatomite cenușii dure ce albesc la aer, cu spărtura prismatică. Întreaga succesiune a fost puternic influențată termic. Poziția ei este N 20°E/55°SE și apare pe o suprafață de aproximativ 20×20 m. Examinat la micro-

scop, diatomitul apare absolut pur, fiind alcătuit preponderent din diatomee ciclice, subordonat penate. Al doilea afloriment apare în amunte de primul, pe malul drept al văii amintite. Este vorba de diatomite albegălbui nu prea dure, dispuse în plăci, deschise p. 10 m lungime. Este vorba, de asemenea, de un diatomit pur, alcătuit preponderent din diatomee ciclice.

Vîrsta. Din cele expuse mai sus reise că acest pannonian lacustru, în afară de numeroase şi bine conservate resturi vegetale nu cuprinde nici un rest animal care să permită datarea lui. În această situaţie nu putem decît să ne bazăm pe analogii. Vom expune cîteva puncte de vedere.

1. Studiul bogatei flore fosile şi compararea ei cu flore pannoniene de vîrstă sigură (Laaerberg—Pannon E şi Moravská Nová Ves—Pannon F) ne arată că flora în cauză poate fi considerată, pe baza conţinutului ei, mai tînără sau cel mult contemporană cu ultima. În această situaţie s-ar pune problema unui Pannon F, sau Pannon G—H.

2. Comparaţia cu flora de la Delureni (la limita Pannon E—Ponţian s. str.) ne arată diferenţe esenţiale de conţinut, în sensul unei întineriri, ce nu pot fi atribuite decît poziţiei stratigrafice mai superioare.

3. Involuţia elementului fitogeografic nord american, foarte caracteristică pentru mio-pliocen, plasează această floră după cea de la Brunn-Vösendorf (Pannon E), deci într-un Pannonian (F)—G—H.

4. Analiza palinologică a nivelului superior diatomito-cineritic a relevat la partea superioară a acestuia o predominanţă masivă în spectrul polinic a coniferelor (69—96%), cu scăderea corespunzătoare a valorilor polenului de angiosperme. Se relevă prezenţa unei faze de pinete bogate în molidişe ce s-ar părea că reflectă un climat răcoros umed oscilant, fază care ar putea fi o precursoare a schimbărilor ce vor interveni la limita pliocen-pleistocen. Oricum însă, ea indică poate un nivel stratigrafic chiar mai superior decît cel menţionat anterior.

Cele expuse mai sus nu au desigur valoarea unor argumente bazate pe prezenţa de fosile animale ; ori cît de fragile ar părea, ele trebuie acceptate, pentru moment, ca atare în stabilirea vîrstei acestui pannonian.

TECTONICĂ

Formaţiunile studiate în bazin alcătuiesc un anticlinal orientat E — V ce nu prezintă probleme. Pannonianul lacustru, la rîndul lui, nu prezintă probleme deosebite fiind vorba de succesiuni monoclinale. Singurul aspect asupra căruia am vrea să atragem atenţia îl constituie discordanţele existente între cele trei nivele amintite. Căderile de 10 — 20° ale nivelului inferior se pot datora eventual şi unor slabe deranjamente tectonice, în timp ce căderile de 6 — 10° ale nivelului superior pot fi considerate ca fiind cele originale ale fundului lacului. Nu este de asemenea exclus ca în lungul văii Izvorul Plopilor să existe o falie, care a ridicat compartimentul din spre V.

Observaţii. Deşi situate la o diferenţă de nivel apreciabilă faţă de pannonianul din Bazin, P. şi G a b r i e l a P o l o n i c consideră

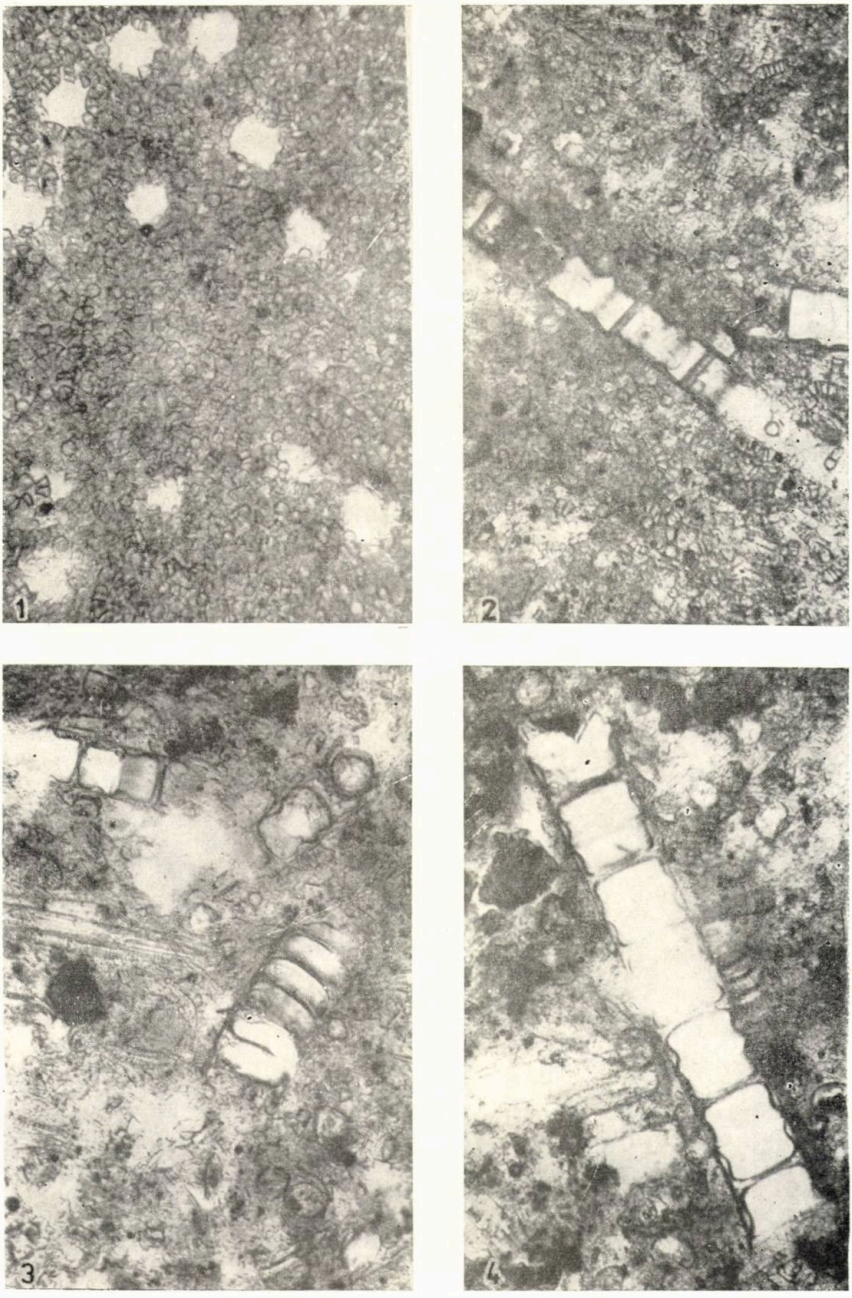
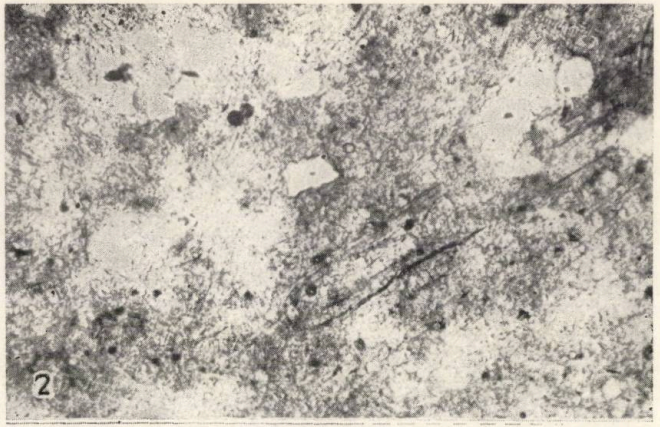


Fig. 1—4. — Secțiuni subțiri prin diatomitele nivelului superior diatomito-cineritic: *1*, la Biserica lui Sîrîdon 210×; *2*, la aflorimentul din amonte 210×; *3*, din partea terminală a alternanței din nivelul în cauză (vezi și Pl. IV, fig. 1.—stratul alb la partea superioară a alternanței); *4*, idem, ambele 210×.



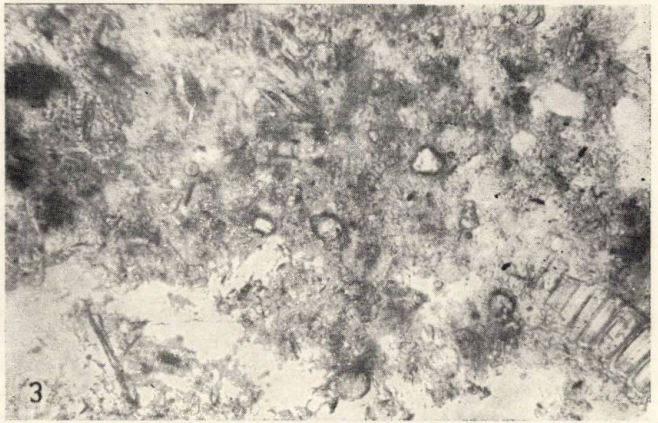


Fig.1. — Biserica lui Sîrîdon (văzută din amunte); *dycke* andezitic în fața căruia (alb si lateral aflorează diatomitele nivelului diatomito-cineritic superior.

Fig. 2. — Diatomit cu granule cristalocineritice, din partea inferioară a alternanței nivelului diatomito-cineritic superior 210×.

Fig. 3. — Idem, din partea terminală 210×.

diatomitele de mai sus ca un orizont al „ponțianului". Pentru a fi consecvenți ei sînt puși în situația de a-l trata ca atare, respectiv de a-l intercala eruptivului din regiune, ceea ce aduce după sine, în profilele geologice anexate (I, II, dar mai ales III) la unele interpretări ce nu pot fi în nici un caz acceptate. Nu există de asemenea nici o motivare pe teren pentru a trasa o falie la contactul sarmațian-paleogen, pe flancul de sud al anticlinalului.

PALEOGEOGRAFIE

Pentru a ne putea imagina evoluția paleogeografică din timpul sedimentării pannonianului lacustru va trebui să facem abstracție de o serie de elemente de morfologie prezente astăzi în regiune : curgerile de lavă ale Muntelui Igniș, breciile piroclastice, rețeaua hidrografică și să ne imaginăm un vast teritoriu întins spre N și S, acoperit de lacuri. S-ar părea că cel puțin acum asistăm la un moment de pauză în activitatea vulcanică : ea se reduce la simple emanații de cenușă ce trec rar în lapili de mici dimensiuni. Interesul studiului intercalațiilor cineritice din nivelele amintite constă tocmai în aceea că ele au conservat o fază de activitate vulcanică ce nu apare nicăieri păstrată la zi în regiune. În general avem de-a face cu intercalații cineritice subțiri — centimetrice — ce s-au putut sedimenta în cîteva ore fără să deranjeze viața lacului în care s-au sedimentat apoi în continuare diatomeele. Nici intercalațiile mai groase ce denotă o activitate mai susținută și de mai lungă durată nu au reușit să impieteze asupra vieții din lac. Inexistența stratelor de cinerite nu înseamnă neapărat încetarea activității vulcanice ; este posibil ca cenușa să fi fost dusă și sedimentată de curenții de aer în altă direcție.

Cercetările au arătat că au existat cel puțin două faze importante lacustre : primul lac se pare, judecînd după căderi, se întindea spre nord, cel de-al doilea, în schimb, mult în spre sud în direcția Chiuzbaia.

O ultimă întrebare la care încercăm să răspundem este aceea a modului de acumulare a depozitelor studiate. O primă ipoteză și explicație ar putea consta în formarea unui graben local, mărginit spre E și V de falii paralele. Ipoteza ar putea fi argumentată prin terminarea bruscă spre E și V în fața unor pereți andezitici a depozitelor sedimentare, care în nici un caz nu sînt transgresive aici pe eruptiv ; pe de altă parte, însăși grosimea mare a depozitelor ne arată un fundament în scufundare lentă, fenomen ușor realizabil într-un graben. O a doua ipoteză ar putea avea în vedere forme erozionale ale fundamentului andezitic, ce au oferit o formă morfologică potrivită pentru instaurarea de bazine lacustre. Oricum însă acumularea groasă de depozite este greu de explicat în acest mod.

Reluarea activității vulcanice a dus la acoperirea întregului pannonian lacustru prin cuvertura groasă de brecii piroclastice.

Nașterea rețelei hidrografice la începutul cuaternarului, însoțită de o eroziune deosebit de activă a dezvelit apoi depozitele cinerit-diatomitice de sub cuvertura amintită, îndepărtînd însă în același timp și o bună parte din ele. Ceea ce apare azi la zi sînt numai modeste resturi scăpate de eroziune.

Fig. 1. — Aglomerate piroclastice în Dealul Ciontolanul.
Fig. 2. — Alternanța de cinerite (ciocan) și diatomite în nivelul superior diatomito-cineritic.

PLANȘA IV

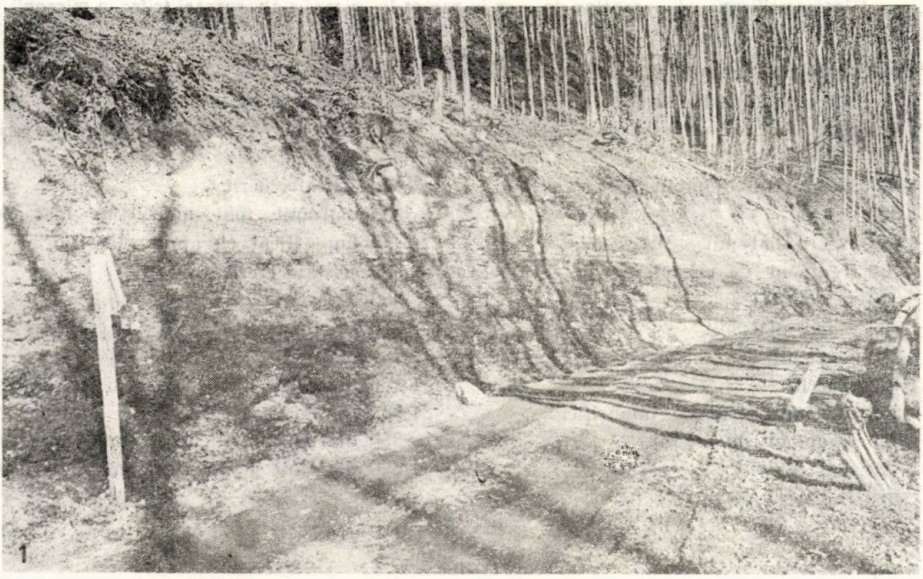


Fig. 1. — Alternanță de cinerite și diatomite din nivelul superior diatomito-cineritic (partea terminală) văzută pe direcție în lungul drumului forstier ce o străbate.
Fig. 2. — Diatomitul de 3 m din alternanța nivelului inferior diatomito-cineritic.

ANEXĂ

Microstratificația unui eșantion de rocă in partea inferioară a alternanței (cifre in microni)

560 diatomit mai mult sau mai puțin impurificat cu aport cineritic
1 890 cristalocinerit cu rare diatomee
560 cinerit
140 diatomit slab impurificat
1 330 cinerit
630 cinero-diatomit
700 fragment de cristal
210 diatomit
630 cinero-diatomit
140 diatomit
1 120 cinerit
350 diatomit puternic impurificat
280 fragment de cristal
70 diatomit
280 fragment de cristal
140 diatomit
280 fragment de cristal
1 610 diatomit cu fragmente de sticlă și cristale
420 cristalocinerit
980 diatomit mai mult sau mai puțin impurificat cu aport cineritic
2 380 cristalocinerit
350 diatomit
210 fragment de cristal
280 diatomit
1 106 diatomit impurificat cu cristale mici
1 162 fragment de cristal
350 diatomit impurificat cu cristale mari
1 890 diatomit impurificat cu rare cristale

QUELQUES OBSERVATIONS GÉOLOGIQUES DANS LE PÉRIMÈTRE DE LA COMMUNE DE CHIUZBAIA (MARAMUREȘ)

RÉSUMÉ

L'auteur reprend l'étude de la partie nord de la dépression de Chiuzbaia (au NE de Baia Mare) présentant le schéma stratigraphique suivant :

— Sarmatien à riche macro et microfaune, cette dernière avec des types remaniés badéniens,

— Pannonien présentant deux types : lacustre-saumâtre et lacustre.

La succession du type lacustre-saumâtre ainsi que son âge sur la base des Ostracodes sont présentés. On insiste ensuite sur le type lacustre formé de deux niveaux diatomito-cinéritique séparés par un niveau cinéritique. On discute de l'âge de ce Pannonien.

Quelques données sont présentées concernant la tectonique de la dépression et des hypothèses sur le mode probable de formation des dépôts du Pannonien lacustre.

L'auteur analyse de même comparativement une série de travaux et d'opinions en ce qui concerne la stratigraphie de la dépression mentionnée.

BIBLIOGRAFIE

GHIURCĂ V., JAKAB ELISABETA (1967), *Diatomita de la Chiuzbaia (Baia Mare)*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai", Seria geol.—geogr.

GIVULESCU R., GHIURCĂ V. (1969), *Flora oligocenă de la Chiuzbaia (Maramureș). Cu un studiu geologic introductiv*, Inst. geol., Memorii, **10**.

GIVULESCU R., OLOS ELISABETA (1973), *Paläobotanische Studien im Tertiär Siebenbürgens*, Inst. geol., Memorii, **19**.

KNOBLOCH E. (1969), *Tertiäre Floren von Mähren*, Moravske Mus., Brno.

POLONIC P., POLONIC GABRIELA (1962), *Contribuțiuni la studiul geologic al regiunii Chiuzbaia (Baia Mare)*, D.S. Com. geol., **47**.

Primit în redacție
în luna decembrie 1977

Institutul de învățământ superior
Baia Mare

BIBLIOGRAFIE

GHIURCĂ V., JAKAB ELISABETA (1967), *Diatomita de la Chiuzbaia (Baia Mare)*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai", Seria geol.—geogr.

GIVULESCU R., GHIURCĂ V. (1969), *Flora oligocenă de la Chiuzbaia (Maramureș). Cu un studiu geologic introductiv*, Inst. geol., Memorii, **10**.

GIVULESCU R., OLOS ELISABETA (1973), *Paläobotanische Studien im Tertiär Siebenbürgens*, Inst. geol., Memorii, **19**.

KNOBLOCH E. (1969), *Tertiäre Floren von Mähren*, Moravske Mus., Brno.

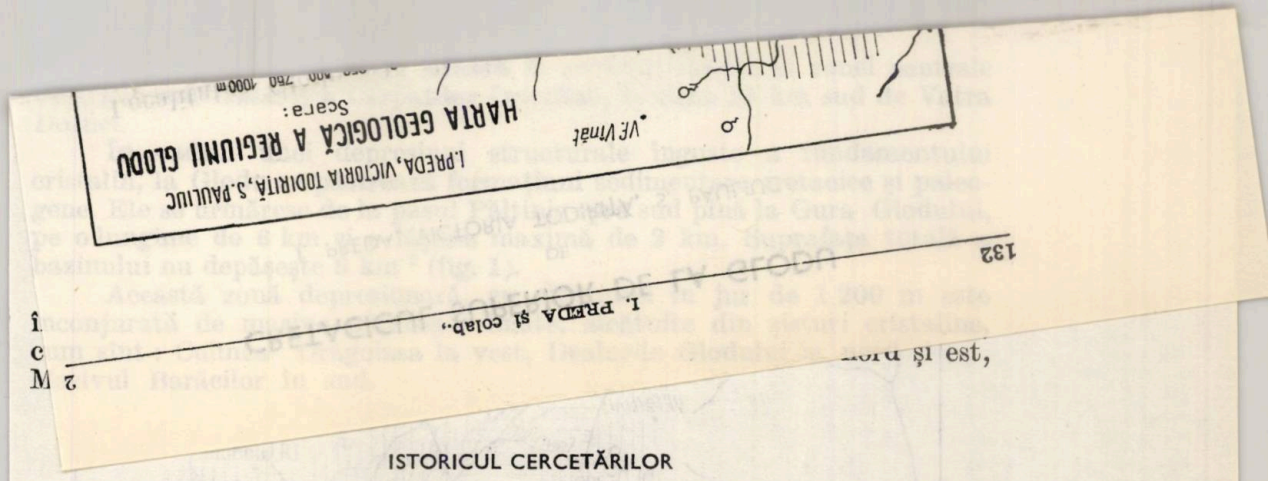
POLONIC P., POLONIC GABRIELA (1962), *Contribuțiuni la studiul geologic al regiunii Chiuzbaia (Baia Mare)*, D.S. Com. geol., **47**.

Primit în redacție
în luna decembrie 1977

Institutul de învățământ superior
Baia Mare

Fig. 1.

3. orizontul marnelor roșii și gresiilor cenușii cu inocerami (*I. labiatus* Schloth., *I. lamarcki* Park. etc.) și amoniți (*Pachydiscus, Gaudryceras* etc.) la Pietrele Ciuntului și pe pârâul Pășunăresti (turonian-senonian);



ISTORICUL CERCETĂRILOR

Primele date asupra geologiei regiunii studiate se datoresc lui Gr. Ștefănescu (1888), care a considerat depozitele de la Glodu ca reprezentînd cretacicul în întregime.

Ulterior, V. Uhlig (1897), prin comparație cu depozitele cretacice din valea Waagului (azi în R. S. Cehoslovacă) le-a atribuit cretacicului superior începînd cu cenomanianul.

Studii deosebit de valoroase asupra regiunii Glodu au fost realizate de S. Athanasiu (1898, 1899). Verificînd fauna colectată de Gr. Ștefănescu și pe baza unui material paleontologic bogat, S. Athanasiu a considerat că depozitele de la Glodu reprezintă cretacicul superior, de la cenomanian la senonian inclusiv.

Cercetări geologice în bazinul Glodu au fost efectuate și de către Th. Kräutner (1935). Pe lîngă fauna citată de S. Athanasiu, Th. Kräutner aduce noi argumente paleontologice, printre care menționăm pe *Rosalina linnaei*, foraminifer recoltat din marnele roșii de pe versantul estic al Dealului Pietrele Ciuntului. Pe baza acestei faune cunoscută în senonianul din Carpații Nordici (D. Andrusov, 1929), Carpații Orientali (M. Filipescu, 1934), bazinul Arieșului (M. Ilie, 1932), Banat și Mehedinți (Al. Codarcea, 1934), Th. Kräutner a considerat că la Glodu este prezent și senonianul.

Mai recent, studiul geologic al bazinului Glodu a fost reluat de V. Mutihac (1959). Acest autor distinge mai multe orizonturi litologice, unele dintre acestea fiind bogat fosilifere:

1. orizontul conglomeratelor bazale (cenomanian inferior);
2. orizontul gresiilor glauconitice cu *Exogyra columba* Lmck și *Acanthoceras rothomagense* d'orb (cenomanian superior);

CRETACICUL SUPERIOR DE LA GLODU

DE

I. PREDA, VICTORIA TODIRIȚĂ, S. PAULIUC

Localitatea Glodu este situată în sectorul nordic al zonei centrale (cristalino-mezozoice) a Carpaților Orientali, la circa 25 km sud de Vatra Dornei.

În cadrul unei depresiuni structurale înguste a fundamentului cristalin, la Glodu se păstrează formațiuni sedimentare cretacice și paleogene. Ele se urmăresc de la pasul Păltiniș spre sud pînă la Gura Glodului, pe o lungime de 6 km și o lățime maximă de 2 km. Suprafața totală a bazinului nu depășește 9 km ^{2} (fig. 1).

Această zonă depresionară, cu altitudini în jur de 1 200 m este înconjurată de masive muntoase înalte, alcătuite din șisturi cristaline, cum sînt : Culmea Drăgoiasa la vest, Dealurile Glodului la nord și est, Masivul Barăcilor în sud.

ISTORICUL CERCETĂRILOR

Primele date asupra geologiei regiunii studiate se datoresc lui Gr. Ștefănescu (1888), care a considerat depozitele de la Glodu ca reprezentînd cretacicul în întregime.

Ulterior, V. Uhlig (1897), prin comparație cu depozitele cretacice din valea Waagului (azi în R. S. Cehoslovacă) le-a atribuit cretacicului superior începînd cu cenomanianul.

Studii deosebit de valoroase asupra regiunii Glodu au fost realizate de S. Athanasiu (1898, 1899). Verificînd fauna colectată de Gr. Ștefănescu și pe baza unui material paleontologic bogat, S. Athanasiu a considerat că depozitele de la Glodu reprezintă cretacicul superior, de la cenomanian la senonian inclusiv.

Cercetări geologice în bazinul Glodu au fost efectuate și de către Th. Kräutner (1935). Pe lîngă fauna citată de S. Athanasiu, Th. Kräutner aduce noi argumente paleontologice, printre care menționăm pe *Rosalina linnaei*, foraminifer recoltat din marnele roșii de pe versantul estic al Dealului Pietrele Ciuntului. Pe baza acestei faune cunoscută în senonianul din Carpații Nordici (D. Andrusov, 1929), Carpații Orientali (M. Filipescu, 1934), bazinul Arieșului (M. Ilie, 1932), Banat și Mehedinți (Al. Codarcea, 1934), Th. Kräutner a considerat că la Glodu este prezent și senonianul.

Mai recent, studiul geologic al bazinului Glodu a fost reluat de V. Mutihac (1959). Acest autor distinge mai multe orizonturi litologice, unele dintre acestea fiind bogat fosilifere :

1. orizontul conglomeratelor bazale (cenomanian inferior);
2. orizontul gresiilor glauconitice cu *Exogyra columba* Lmck și *Acanthoceras rothomagense* d'orb (cenomanian superior);

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 25, P. 131–150, BUCUREȘTI, 1980

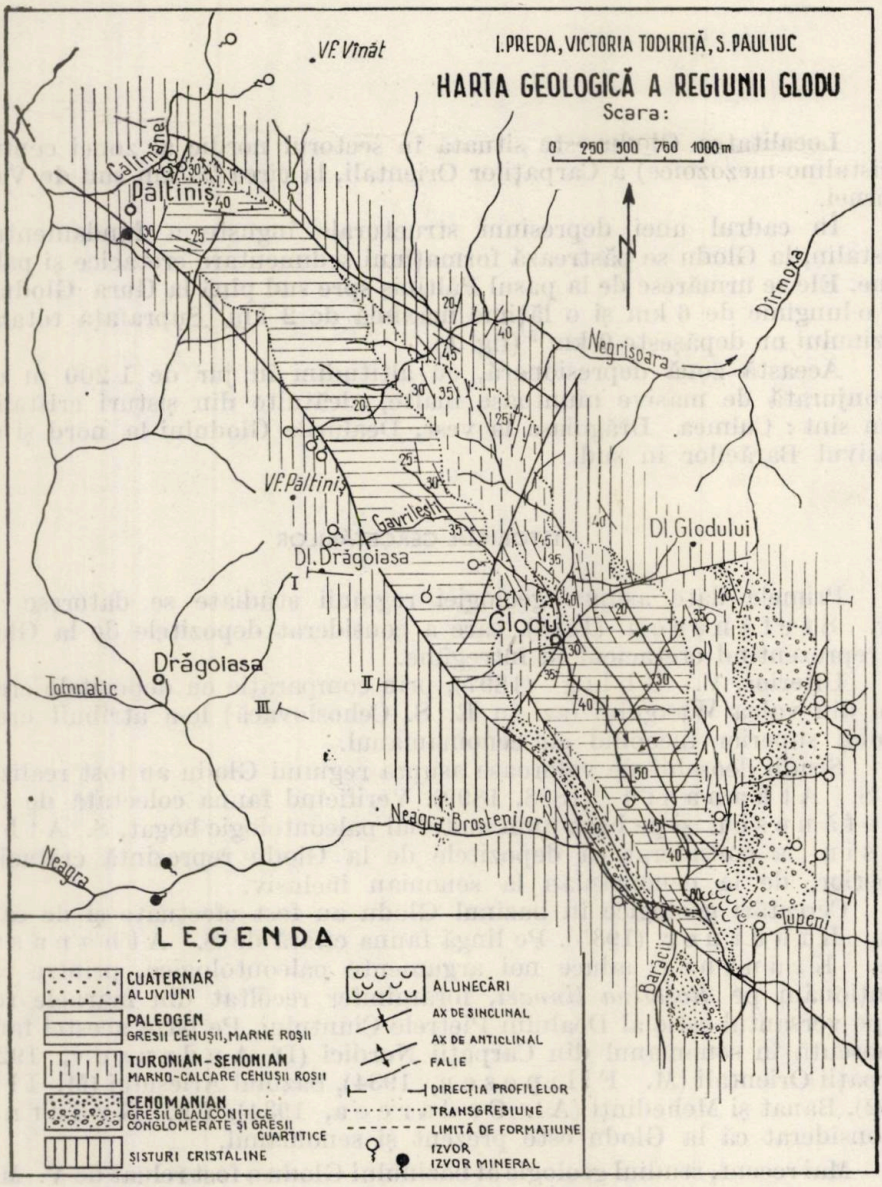


Fig. 1.

3. orizontul marnelor roşii şi gresiilor cenuşii cu inocerami (*I. labiatus* Schloth., *I. lamarcki* Park. etc.) şi amoniţi (*Pachydiscus*, *Gaudriceras* etc.) la Pietrele Ciuntului şi pe pîrîul Păştinăreşti (turonian-senonian);

4. orizontul marno-argilelor roşii şi verzi şi al gresiilor cu hieroglife (eocen inferior).

Din punct de vedere tectonic, V. Mutihac (1959) consideră că depozitele cretacic-paleogene de la Glodu formează un sinclinoriu, în cadrul căruia se distinge un anticlinal central, flancat de două sinclinale.

Pe *Harta geologică a R. S. România*, scara 1 : 200 000, foaia Topliţa, depozitele cretacice de la Glodu sînt încadrate la sud şi est de linii importante de fracturi.

GEOLOGIA REGIUNII

Cercetările efectuate de autorii lucrării de faţă în bazinul Glodu au condus la obţinerea unor date noi de ordin biostratigrafic şi tectonic, care contribuie la o cunoaştere mai aprofundată a structurii şi evoluţiei geologice a acestei regiuni.

Regiunea Glodu este constituită dintr-un fundament de şisturi cristaline, peste care se dispune discordant o succesiune de depozite marine cretacic-superioare şi paleogene (fig. 2).

Fundamentul cristalin. Şisturile cristaline dezvoltate în zona Glodu aparţin seriei de Tulgheş, cu excepţia părţii de nord-vest (pasul Păltiniş) unde rocile prezintă un grad de metamorfism mai accentuat. Seria de Tulgheş cuprinde o gamă variată de roci, în care predomină şisturile sericito-cloritoase, şisturile grafitoase şi cuarţitele. Rocile mai puternic metamorfozate aparţin seriei de Bistriţa — Barnar. Ele sînt reprezentate prin micaşisturi, amfibolite şi gnaise. Spre vest, la Drăgoiasa şi spre est, la Dîrmoxa, se întîlnesc frecvent calcare şi dolomite cristaline.

Cuvertura sedimentară. Depozitele ce alcătuiesc umplutura bazinului Glodu aparţin cretacicului superior şi paleogenului şi s-au format în două cicluri de sedimentare.

Ciclul de sedimentare cretacic. În cadrul depozitelor cretacice se pot separa trei complexe lito-biostratigrafice: conglomerate bazale; gresii glauconitice; marne cenuşii şi roşii.

Conglomeratele bazale se dispun transgresiv şi discordant peste fundamentul de şisturi cristaline şi sînt alcătuite aproape exclusiv din elemente de cristalin cu diametrul de 10 — 15 cm. Se observă frecvent cuarţite albe, amfibolite, şisturi sericito-cloritoase uneori bine rulate, alteori cu muchiile uşor rotunjite. Matricea conglomeratelor este constituită dintr-un detritus cristalin fin, de culoare cenuşie roşcată. Cimentul este calcaros.

Conglomeratele sînt bine dezvoltate în extremitatea sud-estică a regiunii, unde ating grosimea de circa 20 m. Pe versantul drept al pîrîului Ţupeni, la circa 150 m de confluenţa cu Neagra Broştenilor se observă clar că depozitele conglomeratice mulează relieful accidentat al cristalinului fără intervenţia unor accidente tectonice. Spre sud, con-

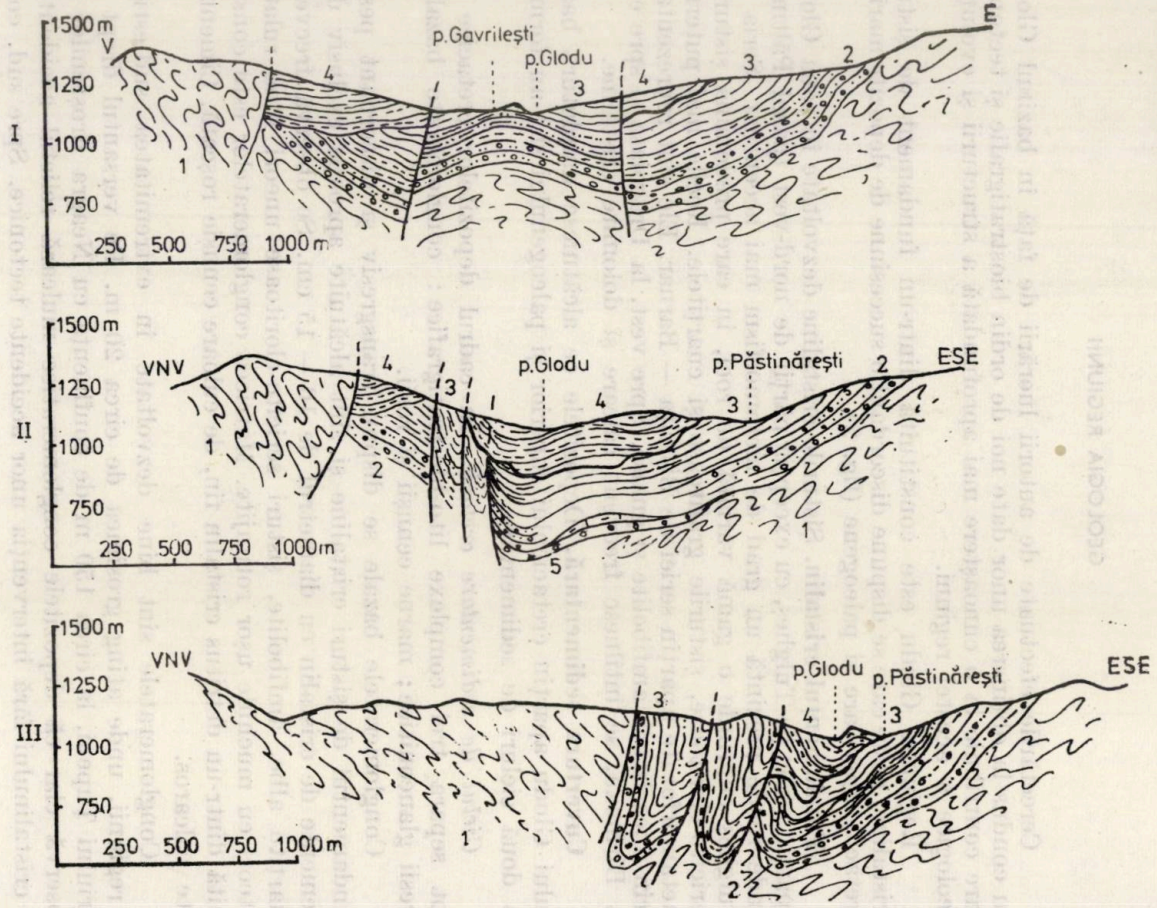


Fig. 2. — Secţiuni geologice prin depozitele cretacic-paleogene de la Glodu. *1*, Şisturi cristaline; *2*, gault-cenomanian — conglomerate, gresii cu *Exogyra*; *3*, turonian senonian — calcare marnoase, marne roşii; *4*, paleogen — gresii cenuşii, marne roşii; *5*, depozite triasice.

tactul dintre conglomerate și cristalin este mascat de alunecări de teren, iar spre nord-vest el poate fi urmărit de la obîrșia pîrîului Păștinărești pînă în Culmea Glodului, unde este acoperit de depozite cretacice mai noi.

Conglomeratele bazale sînt dezvoltate și pe flancul vestic al sinclinalului, în valea Neagra Broștenilor, unde apar conglomerate mărunte, groase de 3 — 4 m, cu elemente rotunjite de cuarțite albe. Contactul cu șisturile cristaline este marcat aici de o fractură adîncă, care poate fi urmărită pe la est de Culmea Drăgoiasa pînă spre pasul Păltiniș, unde este acoperită de depozite mai noi, paleogene.

Pe pîrîul Păștinărești, în zona de obîrșie, la contactul dintre sedimentar și cristalin, se observă, pe alocuri, blocuri mari, cu diametrul de pînă la 40 — 50 cm de conglomerate și gresii cuarțitice roșii, similare depozitelor triasice din zona Tulgheș. Blocurile sînt bine rotunjite, lustruite și aglomerate gravitațional pe pîraie și torenți. Aceste blocuri rezultă, probabil, din remanierea unor depozite triasice, posibil existente și în fundamentul bazinului Glodu.

V. M u t i h a c (1959) menționează pe pîrîul Călimănel blocuri de conglomerate cu ciment calcaros roșu și cu numeroase urme organice din care a determinat *Rhynchonella cf. plicatilis* Sow., ce ar indica cenomanianul inferior. După părerea autorului, ele ar putea să provină dintr-o clipă jurasică prinsă sub depozitele cretacice, deoarece fosila citată nu are valoare strict stratigrafică. Este însă foarte probabil ca aceste conglomerate să reprezinte un facies local al turonianului, erodat și acoperit transgresiv de depozitele paleogene.

Gresiile glauconitice reprezintă un termen intermediar între conglomerate și marne, deoarece gresiile bazale trec treptat spre partea superioară la gresii micacee cenușii-verzui în spărtură proaspătă, gălbui pe suprafețele alterate. Aceste gresii sînt foarte dure, dispuse în bancuri de 30—40 cm grosime și au intercalații subțiri de conglomerate mărunte. Grosimea totală a formațiunii grezoase este de circa 100 m.

Gresiile glauconitice sînt bine dezvoltate în partea de sud a bazinului, precum și la confluența pîrîului Gavrilești cu pîrîul Glodu, unde apar într-o butonieră anticlinală.

În valea Neagra Broștenilor, pe pîrîul Păștinărești și îndeosebi pe pîrîul Glodu, gresiile glauconitice sînt foarte bogat fosilifere, formînd uneori adevărate lumașele. Nota predominantă este dată de bivalve de tipul *Exogyra*, la care se adaugă amoniți și gasteropode. Din materialul paleontologic recoltat am identificat următoarele specii : *Rhynchostreon columbum columbum* (Lamarck), *R. columbum mermeti* (Coquand), *Amphidonte conica* (Sowerby), *Mantelliceras cf. mantelli* (Sowerby), *Calycoceras sp.*, *Aucellina cf. gryphaeoides* Sowerby, *Natica geinitzi* Holzapfel, *Neithea quinquecostata* Sowerby, *Volutilites sp.*, *Pinna sp.*, *Baculites sp.* La acestea se adaugă *Acanthoceras rhotomagense* (d'Orbigny) recoltat de S. Athanasiu.

Analizînd fauna menționată mai sus se constată că exogyrele și amoniții reprezintă forme caracteristice pentru cenomanianul din Europa și, ca urmare, gresiile ce conțin această faună aparțin cenomanianului. Ținînd seama de observațiile lui J o u r d y (1924) privind relațiile dintre talia indivizilor de *Rhynchostreon* și nivelul stratigrafic, considerăm că gresiile cu glauconit aparțin cenomanianului. În consecință, conglo-

meratele bazale cu elemente de şisturi cristaline revin vraconnianului (*Aucellina cf. gryphaeoides* Sowerby, *Aucellina* sp.).

Marnele cenuşii şi roşii încheie sedimentarea în cretacic. La Pietrele Ciuntului (pe Neagra Broştenilor) şi pe pîrîul Păştinăreşti gresiile glauconitice sînt urmate direct de marno-calcare cenuşii, care trec treptat în sus la marne roşii. Grosimea vizibilă în afloriment a acestei formaţiuni este de circa 75 m.

Marno-calcarele au culoare cenuşie închisă în spărtură proaspătă, gălbuie pe suprafeţele alterate, fapt ce le evidenţiază de la distanţă. Pe pîrîul Păştinăreşti sînt dispuse în bancuri subţiri, pînă la 10 cm grosime şi se desfac în plăci subţiri. La Pietrele Ciuntului aceste depozite sînt uneori mai groase şi mai rezistente.

Marnele roşii sînt bine dezvoltate la obîrşia pîrîului Glodu, pe pîrîul Gavrileşti şi în dealul Surduc, unde au şi intercalaţii subţiri de gresii cenuşii. În valea Păştinăreşti şi la Pietrele Ciuntului marnele cenuşii sînt bogate în fosile. Ele conţin numeroase exemplare de inocerami şi amoniţi. Dintre formele identificate menţionăm : *Inoceramus labiatus mytiloides* Mantell, *I. undulatus* Mantell, *I. globosus* Simionescu, *I. lamarcki* Parkinson, *I. striato-concentricus* Gümbel, *I. decheni* Roemer, *I. kleini* Müller, *I. balticus* Boehm, *I. sp. ex. gr. inconstans* Woods, *Eupachydiscus levyi* (Grossouvre).

Faţă de cele menţionate, V. Mutihac (1959) citează în plus cîteva specii de inocerami şi amoniţi, iar S. Athanasiu pe *Gaudryceras mite* Hauer.

Din analiza faunei citate se constată că majoritatea speciilor de inocerami pledează pentru o vîrstă turoniană : *Inoceramus striatoconcentricus* şi *I. lamarcki* pentru turonian inferior, iar *I. decheni* şi *I. kleini* pentru turonian superior-senonian inferior (coniacian). *I. inconstans*, *I. balticus*, echinidul *Cardiaster*, amoniţii *Eupachydiscus*, *Gaudryceras* şi *Texanites* indică vîrsta coniacian-campanian. Dacă la cele de mai sus se adaugă şi microfauna de globotruncane menţionată de V. Mutihac (1959) şi identificată şi de noi în secţiuni subţiri, se poate conchide cu destul temei că formaţiunea marnelor cenuşii şi roşii corespunde intervalului stratigrafic turonian inferior-campanian.

Ciclul de sedimentare paleogen. Transgresiv şi discordant peste depozitele cretacice şi peste fundamentul cristalin se dispun marne şi argile roşii, gresii friabile cenuşii-gălbui, gresii cu hieroglife. Grosimea acestui complex depăşeşte 100 m. Aceste depozite ocupă flancul vestic al sinclinalului, fiind bine dezvoltate la obîrşia pîraielor Negrişoara şi Călimănel, de unde se continuă spre sud sub forma unei benzi înguste pe versantul estic al Dealului Drăgoiasa, pînă la sud de biserica din Glodu. Spre sud-est, depozitele paleogene ocupă zona centrală a sinclinoriului şi pot fi urmărite pînă în pîrîul Neagra Broştenilor.

La obîrşia pîraielor Gavrileşti şi Negrişoara gresiile conţin rare fragmente de lamelibranhiate, iar V. Mutihac (1959) citează o asociaţie microfaunistică în argilele roşii de pe pîrîul Călimănel. Pe baza acestei faune şi prin asociaţie cu depozitele similare din Maramureş (Săcel, Botiza, Petrova) autorul consideră argilele roşii şi gresiile cenuşii de vîrstă eocen inferioară. Ulterior (1974), reconsiderînd fauna citată, V. Mutihac atribuie depozitele respective danian-paleocenului.

Tectonica. Din punct de vedere tectonic depozitele cretacice de la Glodu reprezintă un sinclinal asimetric, cu orientare generală NNV — SSE, complicat în zona axială printr-o ușoară boltire anticlinală (Pl. II). La nord de biserica din Glodu, la confluența pîraielor Gavrilești și Glodu, eroziunea fluviatilă a scos la zi depozitele mai vechi, cenomaniene, cu exogyre.

Flancul vestic al sinclinalului este marcat printr-o fractură profundă — falia Drăgoiasa, de-a lungul căreia, depozitele cretacice prezintă înclinări mari de 70 — 80° E. Uneori sînt redresate la verticală și ușor încălecate de cristalin, fapt ce se constată în valea Neagra Broștenilor. Falia poate fi urmărită din valea Neagra pe la est de culmea Drăgoiasa pînă la Păltiniș, unde facilitează apariția unui izvor mineral carbogazos.

Flancul estic al sinclinalului prezintă o structură monoclinală, cu căderi de 30 — 40°/SV. Contactul sedimentar — cristalin este normal, cu excepția părții de NV, unde el este mediat de faliile Negrișoara și Păltiniș.

În zona centrală a bazinului se constată existența a două falii transversale: Glodu și Gavrilești, care împart sinclinalul în trei compartimente denivelate. Compartimentul sudic, Gura Glodului, este cel mai larg și mai coborît; compartimentul intermediar, Glodu, mai ridicat și cu poziție de horst; compartimentul nordic, Păltiniș, scufundat și mult mai îngust.

După cum se constată, depozitele cretacice de la Glodu s-au păstrat într-o zonă de graben și reprezintă, probabil, un petic scăpat de eroziune, dintr-o zonă sedimentară mult mai întinsă.

În continuare sînt descrise cîteva din formele fosile caracteristice, pe baza cărora s-a stabilit succesiunea stratigrafică a depozitelor cretacice.

ANEXA PALEONTOLOGICĂ

Clasa **LAMELLIBRANCHIATA** Blainville, 1816

Familia **OSTREIDAE** Rafinesque, 1815

Genul **Rhynchostreon** Bayle, 1878

Rhynchostreon columbum columbum (Lamarck), 1801

Pl. I, fig. 1—5; Pl. VI, fig. 4

1846 — *Ostrea columba* Lamarck, d'orbigny, p. 721, pl. 477, fig. 1—3.
1862 — *Exogyra columba* (Lmck.), Goldfuss, p. 32, pl. LXXXVI, fig. 9.
1924 — *E. columba* (Lmck.): Jourdy, p. 73, pl. III, fig. 2 (M și I).
1955 — *E. columba* (Lmck.): Mutihac, pl. IV, fig. 1—4.
1971 — *E. columba* (Lmck.): Collignon, p. 175, pl. F, fig. 7.
1972 — *Rhynchostreon columbum columbum* (Lmck): Freneix, p. 88, pl. V, fig. 3a—b.

Descriere. Numeroase exemplare recoltate din bazinul Glodu sînt sub formă de mulaje și în stadii diferite de dezvoltare.

Dimensiuni: I = 76 mm, L = 69 mm; I = 43 mm, L = 35 mm; I = 40 mm, L = 32 mm; I = 34 mm, L = 30 mm.

Valva stîngă este puternic convexă, netedă (rareori se observă striuri fine de creştere), cu partea anterioară sau posterioară prelungită sub formă de aripă, separată de restul cochiliei printr-un şanţ evident (Pl. I, fig. 3 ; pl. VI, fig. 4) care la unele exemplare se prelungeşte pînă aproape de umbone. Această prelungire a regiunii cardinale spre partea anterioară sau posterioară constituie o particularitate a speciei şi în acelaşi timp un aspect de polimorfism individual. Valva dreaptă este operculară şi de formă oval-rotunjită. În regiunea umbonală este netedă, iar pe restul suprafeţei se observă slabe linii de creştere (Pl. I, fig. 1).

Repartiţie stratigrafică şi geografică. Această specie este aproape cosmoploită, întîlnindu-se în cenomanianul superior din Europa (în gresia verde şi Quadersandstein din Franţa, Anglia, cenomanianul din România, America, Africa, India. Mai rar este citată în turonian. Ţinînd seama de constatarea lui Jourdy (1924) că în Franţa exemplarele de talie mică se găsesc în baza cenomanianului, cele de talie medie în cenomanianul superior, iar cele gigantice în turonian, putem aprecia că în bazinul Glodu *R. columbum columbum* caracterizează cenomanianul în întregime, deoarece formele de talie mare se întîlnesc totdeauna în asociaţie cu cele de talie mică şi medie. Formele identificate au fost recoltate de pe valea Neagra Broştenilor şi valea Gavrileşti spre confluenţa cu valea Glodu.

Observaţii. Deoarece sub aspect taxonomic denumirea speciei *columba* este sinonimă în literatura mai veche cu alte denumiri şi pentru că „columba" se distinge net de alte specii ce aparţin aceleaşi subfamilii *(Exogyrinae)*, paleontologii sovietici au revenit la subîmpărţirea genului *Exogyra* făcută de Bayle în 1879 : *Actinostreon*, *Ceratostreon*, *Rhynchostreon*, *Actostreon*. Mai recent, Suzanne Freneix (1972) a adoptat clasificarea lui Mirkamalov (1963, cf. Suzanne Freneix, 1972), aducînd unele modificări. Pe baza unui studiu al faunei de bivalve din Tarfaya (Maroc), autoarea consideră că reabilitarea speciilor *Exogyra silicea* Lmck, *E. chaperi* Bayle, *E. mermeti* Coquand considerate ca sinonime nu este justificată, deoarece unele dintre acestea au forma tipică de *Rhynchostreon columbum* şi că este mai logic a le considera ca varietăţi ale acestei specii. Adeziunea noastră la acest punct de vedere ni-l exprimăm în lucrarea de faţă.

Rhynchostreon columbum (Lamarck) mermeti (Coquand), 1862

Pl. I, fig. 6—10

1924 — *Exogyra suborbiculata* Lmck : Jourdy, p. 79, pl. X, fig. 7—11.
1933 — *Exogyra columba* (Lmck) ; Basse, p. 12, pl. II, fig. 2, 2a—b.
1972 — *Rhynchostreon columbum* (Lmck) *mermeti* (Coquand) : Freneix, p. 89, pl. 5, fig. 4—5.

Dimensiuni pentru valva stîngă :

I	L	L/I	I	L	L/I
36 mm	27 mm	0,75	29 mm	25 mm	0,85
34 mm	22 mm	0,64	26 mm	13 mm	0,50
32 mm	25 mm	0,78	21 mm	13 mm	0,60

Descriere. Exemplarele atribuite acestei specii sînt reprezentate numai prin valva stîngă, caracterizîndu-se prin forma alungită, umbonele răsucit și area ligamentară îngustă.

Repartiția stratigrafică și geografică. Specie larg răspîndită în Europa, Asia, Africa, America, unde este menționată din vraconian pînă în turonian, cu frecvență mare în cenomanian.

În bazinul Glodu a fost colectată din cenomanianul superior (asociată cu *R. columbum columbum*) de pe Neagra Broștenilor și valea Gavrileștilor.

Genul **Amphidonte** Fischer de Waldheim, 1829

Amphidonte conica (Sowerby), 1813

Pl. II, fig. 1—6

1846 — *Ostrea conica* Sowerby, d'Orbigny, p. 225, pl. 479, fig. 1—3.
1961 — *Exogyra conica* (Sowerby), Rossi Ronchetti, Albanesi, p. 275, pl. XXI, fig. 6.
1972 — *Amphidonte conica* (Sowerby), Freneix, p. 85, pl. 5, fig. 1a—b; 2a—b.

Dimensiuni (valva stîngă):

I	L	L/I	I	L	L/I
47 mm	26 mm	0,55	57 mm	35 mm	0,61
48 mm	29 mm	0,60	59 mm	30 mm	0,51
65 mm	45 mm	0,69	54 mm	25 mm	0,45

Descriere. Exemplarele sînt reprezentate prin valva stîngă (inferioară); un singur individ prezintă ambele valve. Specia se remarcă prin aspectul oval-alungit, inechivalvă, cu umbonele rulat în spirală. Valva stîngă, convexă, se caracterizează prin prezența unei carene mai pronunțată spre umbone, atenuîndu-se treptat spre marginea paleală. Valva dreaptă, superioară, operculară, are o ușoară convexitate. Umbonele este, de asemenea, înrulat. Suprafața valvelor inferioare este netedă. Pe valva dreaptă, doar spre umbone se observă cîteva striuri de creștere.

Repartiție stratigrafică și geografică. A. conica este cunoscută din albianul și cenomanianul din Europa (Anglia, Franța, Polonia, Elveția, Italia, Spania, Portugalia, Turcia), Africa de nord (Maroc, Algeria, Tunisia, Egipt), Africa de sud, Siria, Iran, Palestina. În Madagascar această specie este semnalată în turonian. În bazinul Glodu provine din punctele fosilifere de pe Neagra Broștenilor și Gavrilești, fiind asociată cu *R. columbum columbum* și *R. columbum mermeti.*

Familia **INOCERAMIDAE**, Giebel, 1852

Genul **Inoceramus** Sowerby, 1814

Inoceramus undulatus Mantell

Pl. III, fig. 5

1841 — *Inoceramus undulatus* Mant.: Roemer, p. 63, pl. VIII, fig. 12.
1899 — *Inoceramus undulatus* Mant.: Simionescu, p. 26, pl. III, fig. 2.

Descriere. Exemplarul din bazinul Glodu corespunde întru totul cu cel descris și figurat sub acest nume de I. Simionescu (1899).

Inoceramus undulatus Mantell este menţionat în turonianul din Cîmpia Germano-polonă şi România. La Glodu se întîlneşte în turonianul inferior de pe valea Păştinăreşti.

Inoceramus globosus Simionescu

Pl. II, fig. 11, 12

1899 — *Inoceramus globosus* Simionescu, p. 32, pl. III, fig. 3—4;
1968 — *Inoceramus globosus* Sim.: Pauliuc, p. 69, pl. IX, fig. 3a, 3b.

Descriere. Formă asemănătoare cu cele descrise şi figurate de autorii citaţi.

Inoceramus globosus Sim. este menţionat în turonian-coniacianul inferior din Munţii Perşani (Ormeniş). La Glodu se găseşte în turonianul superior-coniacianul de pe valea Păştinăreşti, deasupra nivelului cu *I. labiatus mytiloides* Mantell.

Inoceramus decheni Roemer

Pl. II, fig. 7

1899 — *Inoceramus decheni* Roem: Simionescu, p. 30, pl. II, fig. 4a—b.
1968 — *Inoceramus decheni* Roem: Pauliuc, p. 92, pl. XXIV, fig. 4a—b.

Descriere. Formă asemănătoare cu cea figurată şi descrisă de I. Simionescu (1899) şi S. Pauliuc (1968) — valva stîngă.

Inoceramus decheni este menţionat în turonianul superior din Munţii Perşani. La Glodu se găseşte în turonianul superior-coniacianul de pe valea Păştinăreşti.

Inoceramus kleini Müller

Pl. II, fig. 10

1934 — *Inoceramus kleini* Müller: Andert, p. 115, pl. IV, fig. 10.
1968 — *Inoceramus kleini* Müller: Pauliuc, p. 75, pl. XIV, fig. 2—5.

Descriere. Singurul exemplar de talie foarte mică corespunde descrierii autorilor menţionaţi.

Inoceramus kleini Müller este frecvent în coniacianul din Polonia, România (Dobrogea), precum şi în turonianul superior şi coniacianul din Munţii Perşani. La Glodu se găseşte pe valea Păştinăreşti în depozitele de aceeaşi vîrstă.

Inoceramus lamarki Parkinson

Pl. III, fig. 1

1959 — *Inoceramus lamarcki* Park.; Dobrov, Pavlov, p. 142, pl. III, fig. 1, 2.
1959 — *Inoceramus lamarcki* Park.: Mutihac, p. 267, pl. II, fig. 1.

Descriere. Singurul exemplar găsit pe valea Păştinăreşti este reprezentat prin valva dreaptă. Deoarece exemplarul este incomplet, nu se pot vedea marginile cochiliei şi nici linia cardinală. Cele cîteva caractere care se pot urmări sînt caracteristice speciei *lamarcki* Parkinson. Este formă de talie mare, cu cochilia destul de boltită şi cu umbonele ascuţit, situat deasupra liniei cardinale. Ornamentaţia este dată de coaste pronunţate, ascuţite, separate prin şanţuri rotunjite şi din linii fine de creştere.

Inoceramus lamarcki Park. este o specie frecvent întîlnită în turonianul superior din Anglia, Crimeea, Caucaz, Platforma Rusă, Madagascar, India. În bazinul Glodu se întîlneşte în turonianul superior de pe valea Păştinăreşti.

Inoceramus striato-concentricus Gümbel

Pl. II, fig. 8,9.

1959 — *Inoceramus striato-concentricus* Gümbel: Dobrov, Pavlov, p. 135, pl. II, fig. 1, 2.

Dimensiuni:

L = 45 mm; I = 60 mm; unghi apical = 100°; unghi axial = 50°
L = 30 mm; I = 45 mm; unghi apical = 120°; unghi axial = 55°

Descriere. Cochilie de formă oval-alungită, uşor boltită, cu înălţimea ceva mai mare decît lungimea. Umbonele puţin proeminent. Ornamentaţia este reprezentată prin coaste dese, rotunjite spre umbone şi din ce în ce mai ascuţite spre marginea ventrală.

Inoceramus striato-concentricus Gümbel este răspîndit în turonianul din Crimeea, Caucaz, Platforma Rusă. La Glodu se găseşte în turonianul superior de pe valea Păştinăreşti.

Inoceramus balticus Boehm

Pl. IV, fig. 1.

Sinonimia şi descrierea sînt date de Victoria Todiriţă-Mihăilescu (1966), cu observaţia că fig. 2, pl. IX reprezintă specia *Inoceramus regularis* şi nu *I. balticus* Boehm.

Inoceramus balticus Boehm se găseşte la Glodu în marno-calcarele campaniene de pe valea Glodu.

Inoceramus sp. (ex. gr. inconstans)

Pl. III, fig. 2.

Descriere. Forma este într-un stadiu prost de conservare. Prin aspectul neregulat boltit (slab boltită în apropierea umbonelui şi apoi direcţia de creştere a valvelor se schimbă brusc) considerăm că forma figurată aparţine grupei *Inoceramus inconstans.*

Inoceramus inconstans are o largă răspîndire în turonianul superior din Anglia, România şi coniacianul din Crimeea, Caucaz, România. La Glodu se găseşte în turonianul superior de pe valea Păştinăreşti.

Clasa CEPHALOPODA Cuvier, 1795

Familia ACANTHOCERATIDAE Grossouvre, 1894

Genul Mantelliceras Hyatt, 1903

Mantelliceras cf mantelli (Sowerby)

Pl. IV, fig. 7; pl. V, fig. 2.

Cele două exemplare colectate din bazinul Glodu sînt sub formă de fragmente şi aparţin unor exemplare de talie medie. Ornamentaţia este reprezentată prin coaste pronunţate, uşor curbate spre partea ventrală. Între coastele principale există coaste intercalare care, împreună cu cele principale, dau aspectul unor coaste bifurcate. Pe coaste se observă trei rînduri de tuberculi atenuaţi pe fiecare latură. Deoarece exemplarul nu este complet îl conferim speciei *Mantelliceras mantelli* (Sowerby).

Sîntem de părere că exemplarul descris şi figurat de V. Mutihac (1959) ca *Acanthoceras rothomagense* d'Orbigny aparţine speciei *Mantelliceras mantelli* (Sowerby).

Mantelliceras mantelli (Sowerby) este o specie caracteristică pentru cenomanianul inferior din Crimeea, Caucaz, Ucraina de vest, fiind răspîndită şi în cenomanianul din Africa de nord, India, Madagascar. În bazinul Glodu a fost recoltată din partea inferioară a cenomanianului.

Familia PACHYDISCIDAE Spath, 1922

Genul Eupachydiscus Spath, 1922

Eupachydiscus levyi (Grossouvre)

Pl. IV, fig. 6; pl. V, fig. 3,

1879 — *Pachydiscus levyi* (Grossouvre), p. 178, pl. XXI; pl. XXX, fig. 1, 2.
1938 — *Eupachydiscus levyi* (Grossouvre): Collignon, p. 64, pl. III, fig. 3.
1955 — *Eupachydiscus levyi* (Grossouvre): Collignon, p. 34.
1968 — *Eupachydiscus levyi* (Grossouvre): Pop, p. 195, fig. 6 (în text).

Descriere. Formă discoidală, uşor boltită, cu regiunea ombilicală evidentă. Flancurile, uşor convexe, se racordează gradat cu regiunea

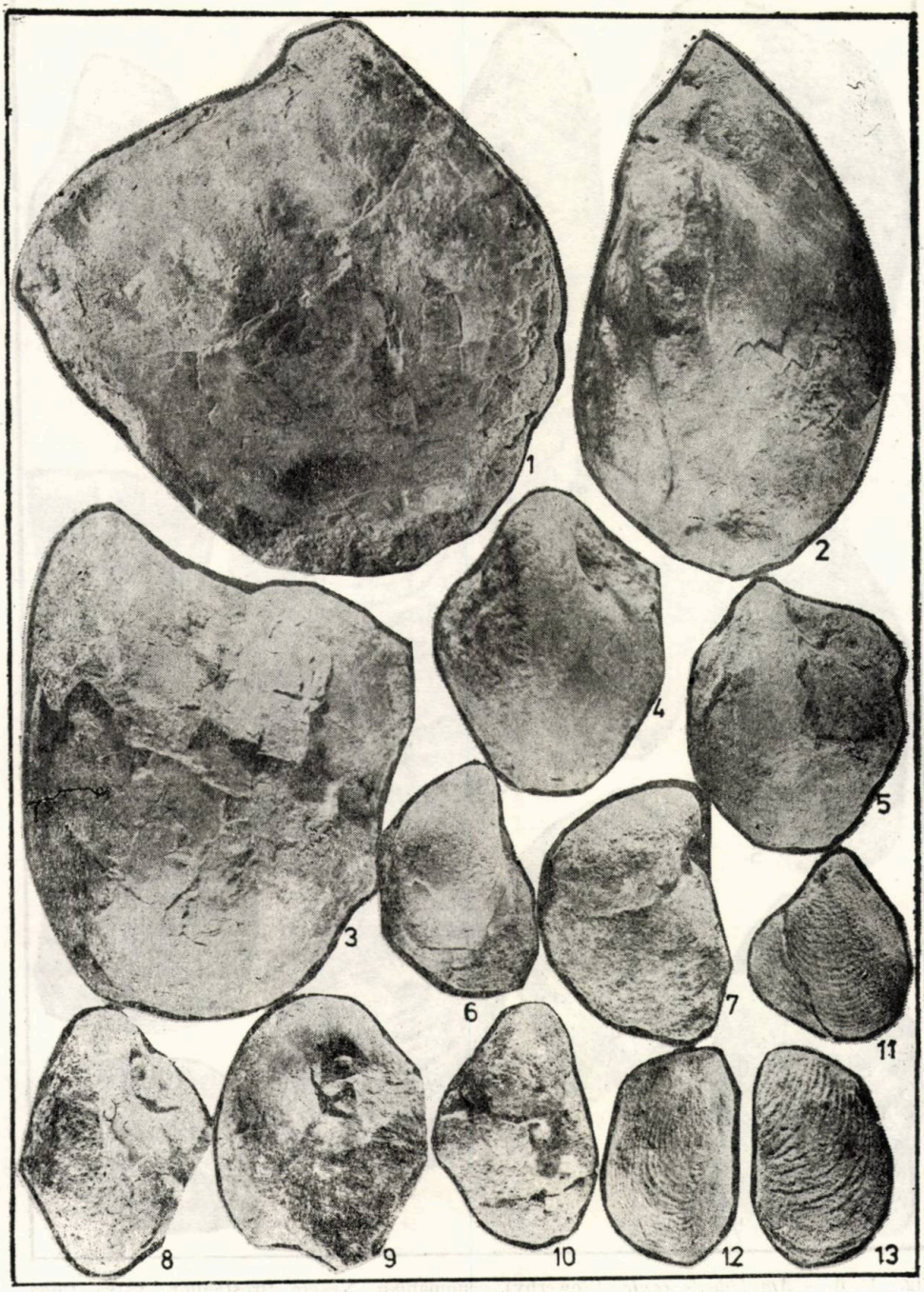


Fig. 1—5. — *Rhynchostreon columbum columbum* (Lamarck), cenomanian, văile Neagra Broștenilor și Gavrilești; fig. 1. — valva dreaptă; fig. 2—5. — valva stîngă, partea externă.
Fig. 6—10. — *Rhynchostreon columbum* (Lamarck) *mermeti* (Coquand), cenomanian, văile Neagra Broștenilor și Gavrilești; valva stîngă.
Fig. 11. — *Aucelina sp.*, vraconian, valea Neagra Broștenilor; valva stîngă.
Fig. 12—13. — *Aucellina cf. gryphaeoides* Sowerby, vraconian, Neagra Broștenilor; fig. 12. — valva stîngă; fig. 13. — valva dreaptă.

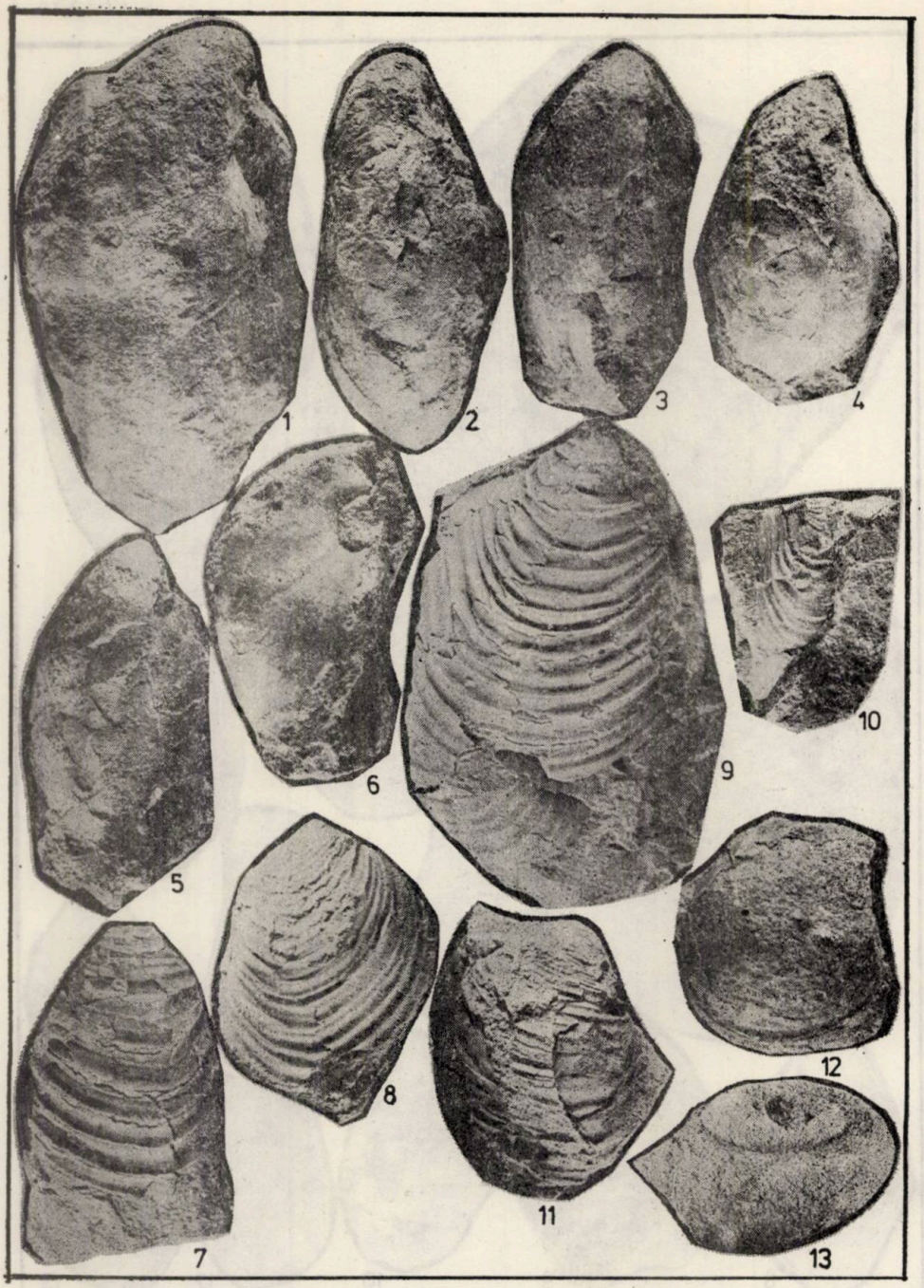


Fig. 1—6. — *Amphidonte conica* (Sowerby), cenomanian, Neagra Broștenilor; valva stîngă.
Fig. 7. — *Inoceramus decheni* Roemer, turonian superior, valea Păștinărești; valva stîngă.
Fig. 8—9. — *Inoceramus striato-concentricus* Gümbel, turonian superior, valea Păștinărești; fig. 8. — valva dreaptă; fig. 9. — valva stîngă.
Fig. 10. — *Inoceramus kleini* Müller, turonian superior-coniacian, valea Păștinărești.
Fig. 11—12. — *Inoceramus globosus* Simionescu, turonian superior-coniacian, valva Păștinărești; valva stîngă.
Fig. 13. — *Natica geinitzi* Holz., cenomanian, Neagra Broștenilor.

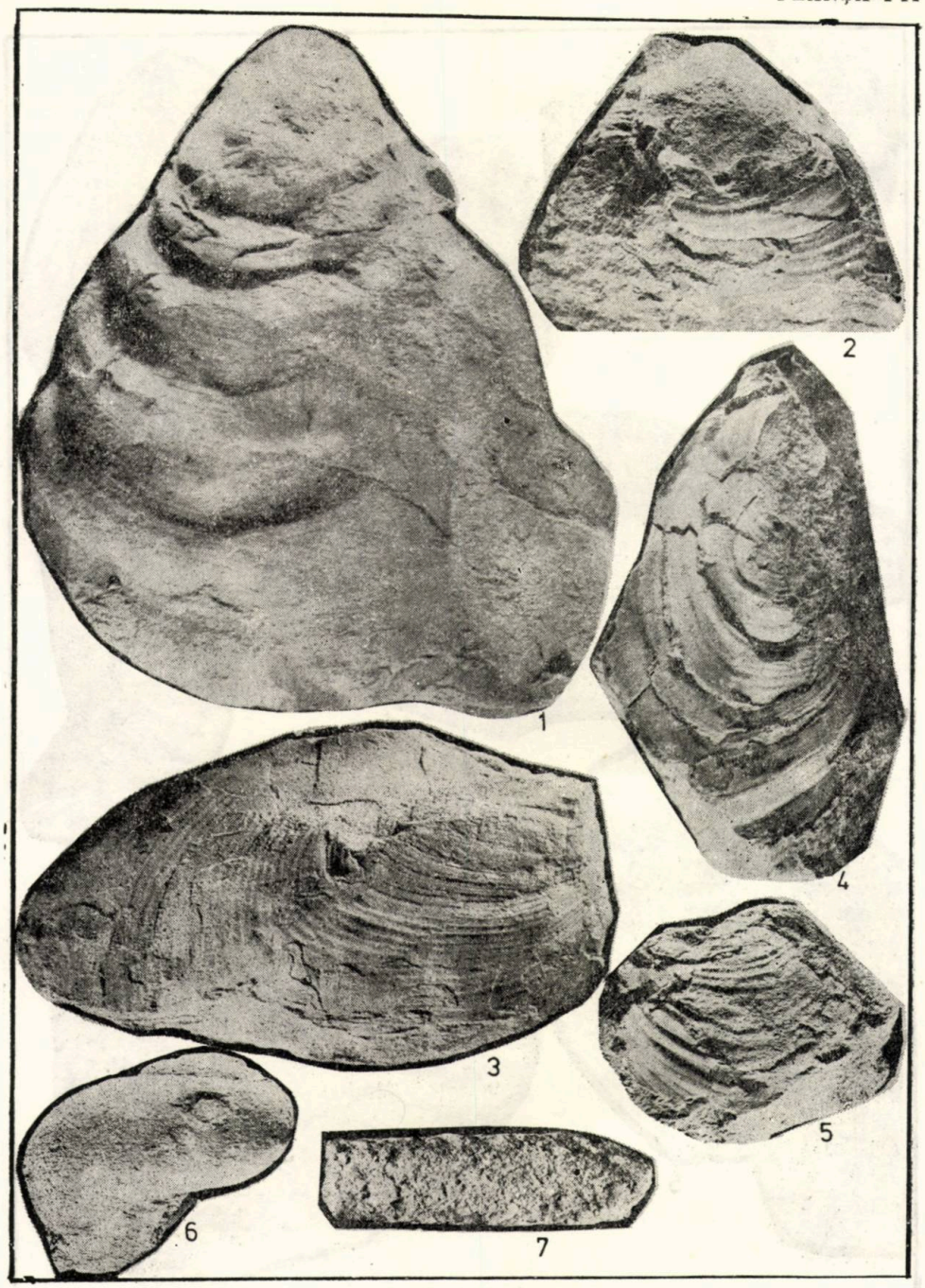


Fig. 1. — *Inoceramus lamarcki* Parkinson, turonian superior, valea Păștinărești ; valva dreaptă.
Fig. 2. — *Inoceramus sp. (ex. gr. inconstans)*, turonian superior-coniacian, valea Păștinărești ; valva stîngă.
Fig. 3. — *Inoceramus sp.*, turonian superior, valea Păștinărești ; valva dreaptă.
Fig. 4. — *Inoceramus ellipticus* Pauliuc, turonian superior, Păștinărești ; valva stîngă.
Fig. 5. — *Inoceramus undulatus* Mantell, turonian inferior, Păștinărești ; valva dreaptă.
Fig. 6. — *Natica geinitzi* Holz., cenomanian, Neagra Broștenilor.
Fig. 7. — *Baculites sp.*, cenomanian, Neagra Broștenilor.

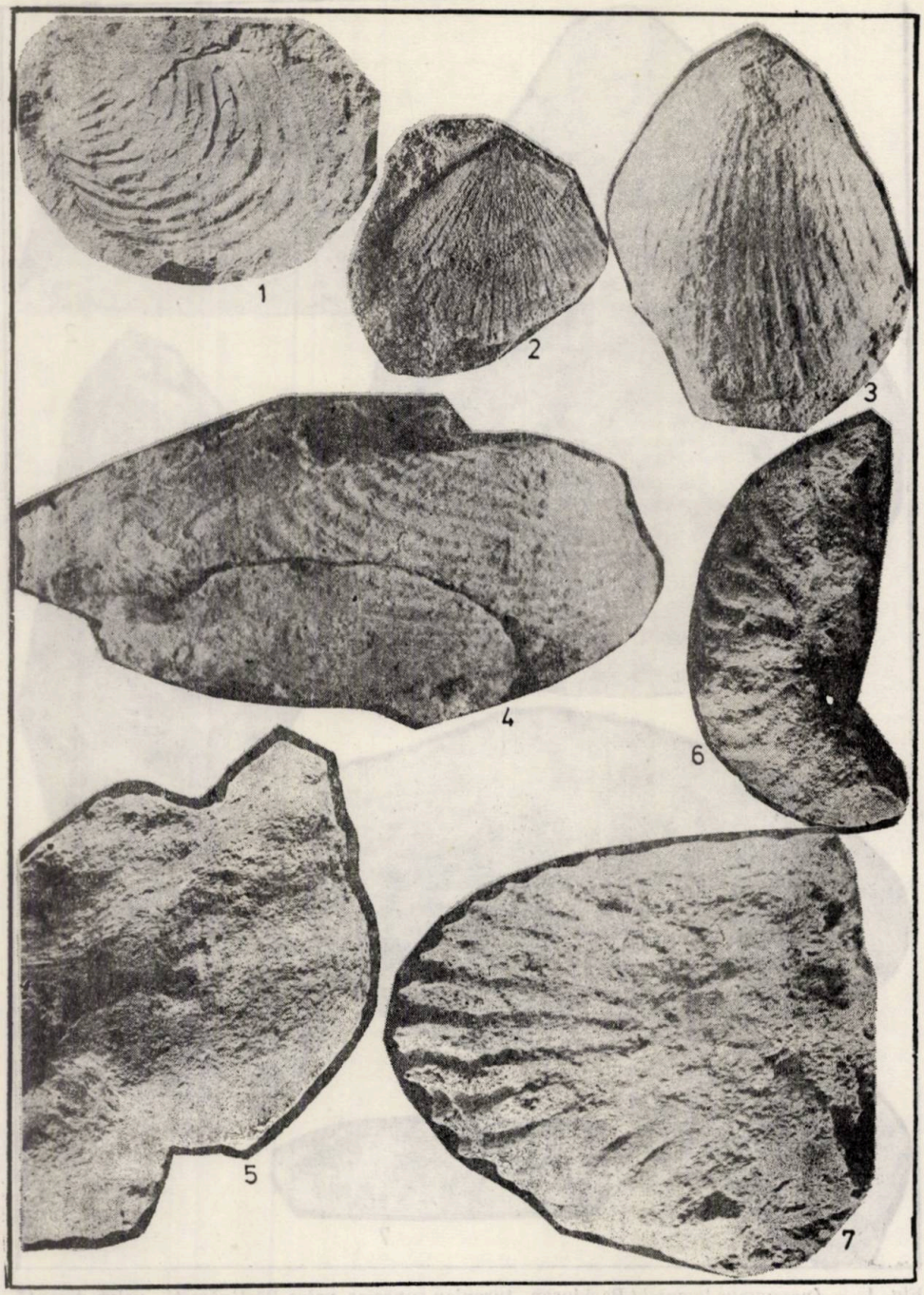


Fig. 1. — *Inoceramus balticus* Boehm, campanian, valea Păștinărești; valva stîngă.
Fig. 2. — *Neithea sp.*, cenomanian, Neagra Broștenilor.
Fig. 3. — *Lima sp*, cenomanian, Neagra Broștenilor.
Fig. 4. — *Pholadomya sp.*, cenomanian, Neagra Broștenilor.
Fig. 5. — *Volutilites sp.*, cenomanian, Neagra Broștenilor.
Fig. 6. — *Eupachydiscus cf. levyi* (Grossouvre), campanian, valea Păștinărești.
Fig. 7. — *Mantelliceras cf. mantelli* (Sowerby), cenomanian inferior, Neagra Broștenilor.

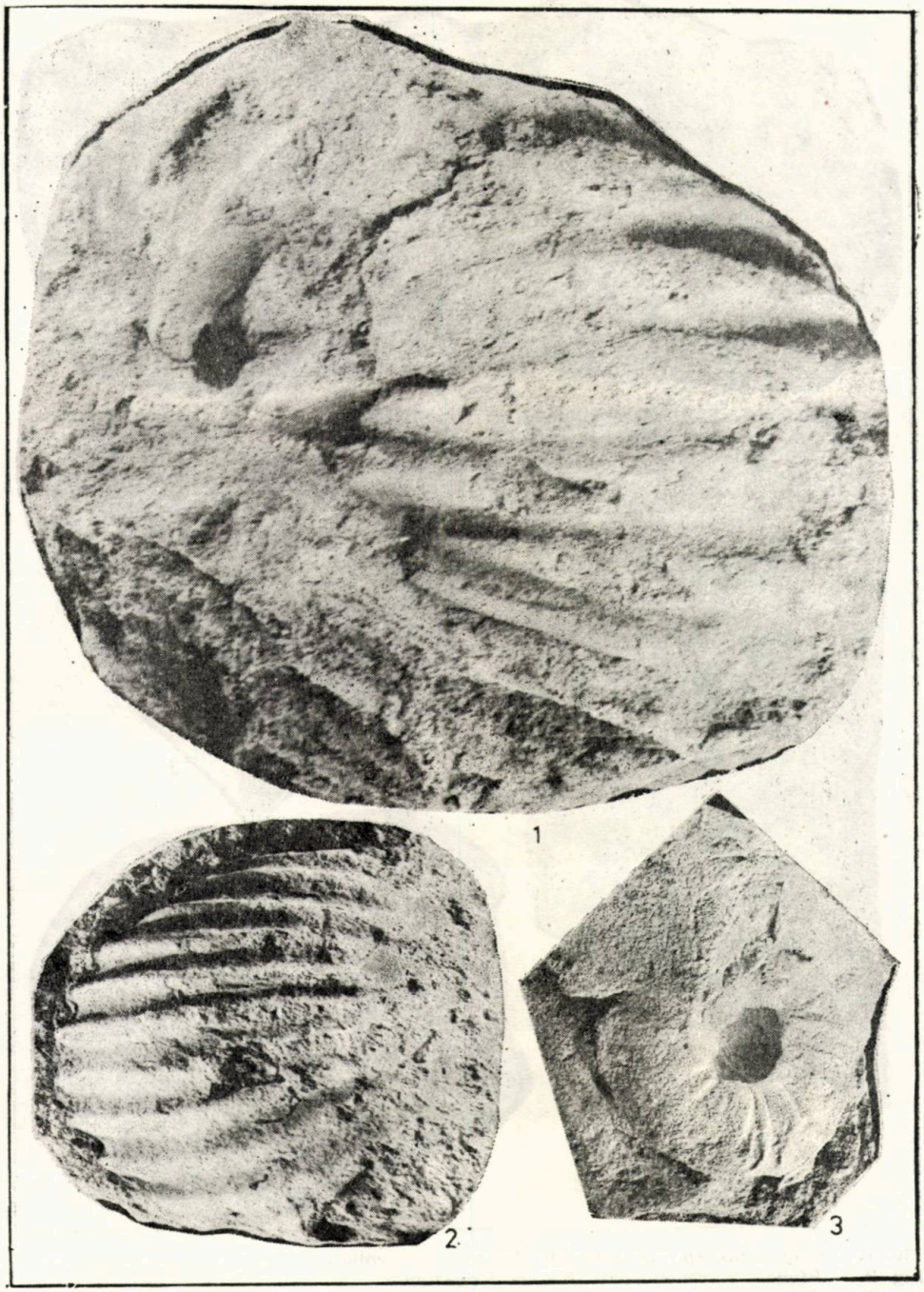


Fig. 1. — *Calycoceras sp.*, cenomanian, Neagra Broștenilor.
Fig. 2. — *Mantelliceras cf. mantelli* (Sowerby), cenomanian inferior, Neagra Broștenilor.
Fig. 3. — *Eupachydiscus levyi* (Grossouvre), campanian, valea Păștinărești.

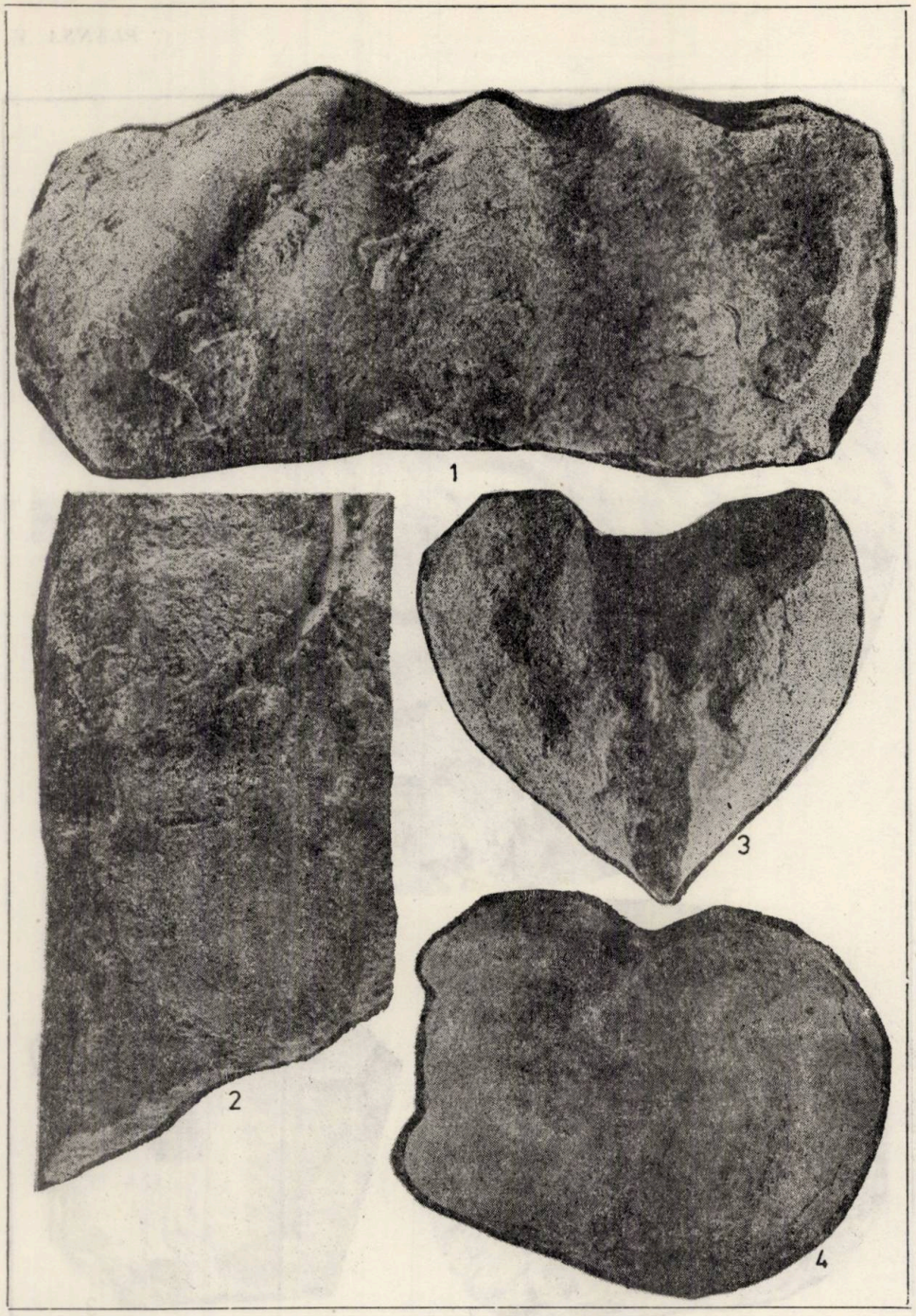


Fig. 1. — *Calycoceras sp.*, cenomanian, Neagra Broștenilor.
Fig. 2. — *Pinna sp.*, cenomanian, Neagra Broștenilor.
Fig. 3. — *Trigonia sp.*, cenomanian, Neagra Broștenilor.
Fig. 4. — *Rhynchostreon columbum columbum* (Lamarck), cenomanian, Neagra Broștenilor; valva stîngă.

Toate exemplarele din planșele I—VI sînt figurate în mărime naturală.

ombilicală. Ornamentația este reprezentată prin coaste groase, proeminente, care pleacă din tuberculi alungiți în sens radial. Între coastele principale se intercalează una sau două coaste ce se unesc într-o coastă mai dezvoltată în apropierea ombilicului.

Eupachydiscus levyi (Grossouvre) caracterizează partea inferioară a campanianului, fiind menționată în campanianul inferior din Franța (Alpii Maritimi și regiunea Charente) și în campanianul inferior și mediu din Madagascar. În bazinul Glodu această specie a fost întîlnită la partea superioară a orizontului marnocalcaros de pe valea Păștinărești.

LE CRÉTACÉ SUPÉRIEUR DE LA ZONE GLODU

RÉSUMÉ

Glodu, c'est un petit village avec son emplacement au sud de la station balnéologique bien connue de Vatra Dornei.

La zone de Glodu est constituée par un soubassement de schistes cristallins, sur le quel reposent des dépôts appartenant au Crétacée supérieur-Paléogène.

Le soubassement cristallin appartient à la série de Tulgheș (schistes séricito-chloriteux, sériciteux-graphiteux, quartzites noirs) et à la série de Bistrița—Barnar (micaschistes, dolomies cristallines amphibolites, paragneiss).

Dans les dépôts crétacés on a séparé trois niveaux :

1. Conglomérats à schistes cristallins, grès micacés d'âge Vraconien—Cénomanien inférieur ?

2. Grès glauconieux qui contient des Rhynchostreon columbum columbum (Lamarck), R. columbum mermeti (Coquand), Amphidonte conica (Sowerby), Acanthoceras aff. neuboldti Kossmat, Aucellina aff. gryphaeoides Sow., Natica geinitzi Holzapfel, Neithea quinquecostata Sow., Volutilites sp., Lima sp., Pinna sp., Baculites sp. Âge : Cénomanien supérieur.

3. Marnocalcaires gris, marnes rouges et grès gris qui ont fourni une riche faune : Inoceramus labiatus mytiloides Mantell, I. undulatus Mant., I. sp. ex. gr. inconstans Wouds, I. globosus Simionescu, I. lamarcki Parkinson, I. striatoconcentricus Gümbel, I. decheni Roemer, I. kleini Müller, I. balticus Böhem, Eupachydiscus levy (Grossouvre). Âge : Turonian—Senonian.

On a attribué au Paléogène un paquet constitué de marnes, d'argiles rouges et vertes et de grès à hiéroglyphes. Leur âge Danien—Paléogène a été décidé par une association micropaléontologique et par des analogies avec les dépôts similaires de Maramures.

Du point de vue téctonique, les dépôts crétacés et paléogènes du Glodu constituent un synclinal asymétrique encadré *à l'Ouest* et au Nord par des failles. Dans la zone axiale il présente une légère voûte anticlinale.

BIBLIOGRAFIE

ANDERT H. (1934), *Die Fauna der obersten Kreide im Sachsen, Bömen und Schlesien*, Abh.d. Preuss. Geol. Lands. N.F., H. 159, Berlin.

ATHANASIU S. (1898), *Studii geologice în districtul Suceava. I. Depozitele cretacice de la Glodu*, Bul. Soc. şt., VII, *1*.

ATHANASIU S. (1899), *Geologische Studien in der nordmoldavischen Karpathen. I. Die Geologie der Umgebung von Glodu*, Jahresb.d. Geol. Aust., Viena.

ANDRUSOV D. (1929), *Notes sur la géologie des Carpathes du Nord-Ouest. Sur l'âge des couches de Pouchov*, Vestnik Statniho geologickcho ustavu Cekoslovenske Republiky, V., Bratislava.

BASSE E. (1933), *Paléontologie de Madagascar, XVIII. Faune malacologique du Crétacé supérieur du Sud-Ouest de Madagascar*, An. de Paléont. **XXI**, fasc. III—IV, Paris.

CODARCEA AL. (1934), *Sur la présence du crétacé supérieur à Valeapai (district de Caraş)*, Bul. Soc. rom. geol., **II**.

COLLIGNON M. (1938), *Ammonites campaniennes et maestrichiennes de l'Ouest et du Sud de Madagascar*, Ann. Géol. du Serv. des Mines, Fasc. XXI, Paris.

— (1938), *Ammonites néocrétacées du Menabe (Madagascar). II. Les Pachydiscidae*, Ann. Géol. du Serv. des Mines, Fasc. XXI, Paris.

FILIPESCU M.G. (1934), *Cercetări geologice între valea Teleajenului şi valea Doftanei (Judeţul Prahova)*, teză, Bucureşti.

FRENEIX SUZANNE (1972), *Les Mollusques bivalves crétacés du Bassin côtier de Tarfaya (Maroc méridional)*, III. Paléontologie Notes & M .Serv. Géol. Maroc, *228*.

GROSSOUVRE A. de (1894), *Les Ammonites de la Craie supérieure*, Mém. p. explic. carte géol. de France, Paris.

ILIE M. (1932), *Observations microscopiques sur le Mésozoïque des Monts Trascău et du bassin de l'Arieş*, C.R. Inst. Géol. Roum., **XX**.

JOURDY E. (1924), *Histoire naturelle des Exogyres*, Ann. Paléont., **XVI**, Paris.

KRÄUTNER TH. (1935), *Über das Vorkommen von Mergeln mit Rosalina linnei bei Glodu in der Moldau*, Bul. Soc. rom. geol., **III**.

MUTIHAC V. (1959), *Observaţii geologice şi paleontologice la Glodu (Moldova)*, St. cerc. geol., **IV**, *2*.

MUTIHAC V., IONESI L. (1974), *Geologia României*, Edit. tehnică, Bucureşti.

NAIDIN D. P., SIMANSCKII B.N. (1959), *Atlas verhnemelovoi fauni severnogo Kavkaza i Krima*, Moskva.

PAVLOV M. M., DOBROV K. A. (1959), *Atlas verhnemelovoi fauni severnogo Kavkaza i Krima*, Moskva.

ORBIGNY A. DE (1846), *Paléontologie française. Terr. Crétacé. III. Lamellibranchiata*, Paris.

PIVTEAU J. (1952), *Traité de Paléontologie*, Paris.

POP GR. (1968), *Depozitele cretacice superioare din zona Şopot şi semnificaţia lor paleontologică*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., geologie, **13**, *1*.

PAULIUC S. (1968), *Studiul geologic al Perşanilor centrali cu privire specială la cretacicul superior*. Com. Geol., St. tehn. econ., J, *4*.

ROEMER F. A. (1840), *Die Versteinerungen der norddeutschen Kreidegebirges*, Hanover.

RONCHETTI CARLA ROSSI e ALBANESI CARLA (1961), *Fosili cenomaniani del Gabel Tripolitano*, Riv. Ital. Paleont., vol. LXVII, nr. 3, Milano.

SIMIONESCU I. (1899), *Fauna cretacică superioară de la Urmös (Transilvania)*, Publicaţiile fondului Vasile Adamachi, *IV*.

ŞTEFĂNESCU GR. (1888), Anuarul Biroului geologic, **III**.

TODIRIŢĂ-MIHĂILESCU VICTORIA (1966). *Studiul geologic al bazinului Roşia (Munţii Pădurea Craiului)*, St. tehn. econ., *Stratigrafie*, J, *3*.

UHLIG V. (1897), *Über die Beziehungen der südlichen Klippenzone zu den Ostkarpaten*, Sitzber. d.Ak.d.Wiss., B.106, Wien.

Primit în redacţie
în luna octombrie 1978

Universitatea din Bucureşti
Facultatea de geologie şi geografie

OOLITELE DE LA COADA MALULUI — PETROGRAFIE, GENEZĂ ŞI EVOLUŢIE STADIALĂ

DE

I. KALMÁR

Gresiile oolitice meoţiene de pe valea Teleajenului, din zona localităţii Coada Malului (jud. Prahova) sînt cunoscute încă de la începutul secolului nostru (W. Tesseyre, 1907), fiind menţionate în lucrările de sinteză (G. Macovei, 1927; K. Krejci-Graf şi W. Wenz, 1931), respectiv în lucrările cu caracter regional asupra teritoriului prahovean (M. D. Ilie, 1948; I. Pătruţ, 1955), lucrări în care observaţiile petrografice sînt subordonate celor stratigrafice.

Lucrarea de faţă aduce noi date privitoare la compoziţia petrografică a rocilor detritice de la baza meoţianului, cu precizări asupra condiţiilor de formare a structurilor oolitice, cu consecinţe importante asupra reconstituirii mediului fizic şi a evoluţiei stadiale ale acestor depozite.

Observaţiile s-au efectuat pe ambele flancuri ale sinclinalului Coada Malului cu umplutură ponţiană şi meoţiană superioară şi flancurile, faliate, constituite din depozite grezo-carbonatice aparţinînd orizontului cu *Dosinia maeotica* Andr de la baza meoţianului *(Harta geologică, 1 : 200 000, foaia 36, Ploieşti)*.

1. CARACTERIZARE PETROGRAFICĂ

În zona cercetată, meoţianul inferior este constituit din psamoaleurite mobile — nisipuri siltice-marnoase, cu un nivel de roci grezo-carbonatice ce aflorează la N în bazinul pîrîului Fundătura respectiv pe creasta dealului Boldeni (fig. 1), iar la S pe versanţii dealului Dosul, în lungul drumului de care ce iese la halta CFR Măgurele Nord. Aceste roci constituie un material de construcţie apreciat fiind extras de localnici în numeroase cariere mici (fig. 2).

Examenul petrografic evidenţiază următoarele tipuri de roci (fig. 3) :

— gresii fine polimictice cu elemente de cuarţ, feldspaţi (microclin, albit-oligoclaz, plagioclaz bazic), mice (muscovit, biotit), glauconit, hornblendă, fragmente de roci eruptive : granite, granodiorite, porfire cuarţifere, sticlă bazică devitrificată ; metamorfice : gneise, cuarţite micacee, şisturi sericitoase, şisturi cloritoase, şisturi grafitoase, microcuarţite şi sedimentare : gresii silicioase, gresii calcaroase, grauwacke, marnocalcare, sideromicrite şi siltite sideritice, marne şi argilite siltitice, calcare micritice, calcare sparitice şi calcare organodetritice, cherturi şi jaspilite şi ciment carbonatic (micritic respectiv sparitic mozaicat) calcito-sideritic cu zone limonitice. Fragmentele organoclastice sînt relativ frecvente fiind reprezentate prin moluşte (gasteropode, pelecipode), viermi, foraminifere şi ostracode, intens triturate şi micritizate (pl. I, fig. 1, 2)·

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 25, P. 151—163, BUCUREŞTI, 1980

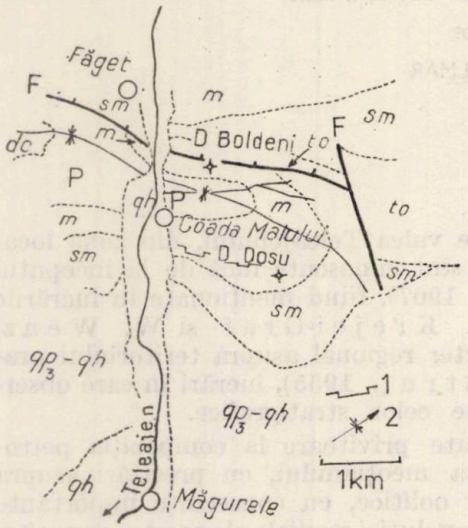
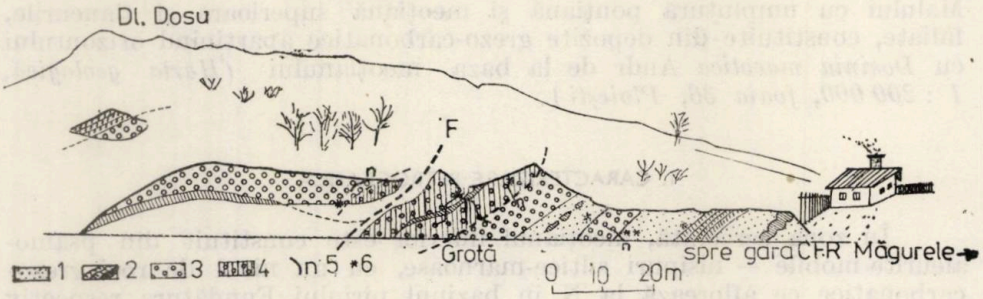


Fig. 1. — Schița geologică a zonei cercetate, după *Harta geologică a R. S. România, foaia 36 Ploiești*. *qh*, Lunca ; qp_3 — *qh*, terasă pleistocen superioară-holocenă ; *dc*, dacian ; *p*, ponțian ; *m*, meoțian ; *sm*, sarmațian ; *to*, tortonian, *F*, falie ; *1*, zona de mici cariere din versantul de N și NW a dealului Dosu ; *2*, sinclinalul Coada Malului.

Fig. 2. — Aflorimentele de pe versantul de N și NW al dealului Dosu, Coada Malului. *1*, Nisipuri siltice marnoase ; *2*, gresii fine polimictice ; *3*, gresii oolitice și calcare oolitice ; *4*, zona cu compoziție dolomitică ; *5*, principalele *dycke*-uri neptunice ; *6*, zone de piritizare sau/ și de îmbogățire în Pb, Zn, Cu, Sn și Ba ; *F*, falie.



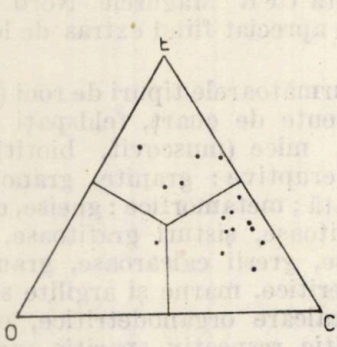


Fig. 3. — Compoziția rocilor grezo-carbonatice de la Coada Malului după date planimetice. Diagramă ternară ; *E*, material epiclastic ; *O*, material organoclastic ; *Ch*, ciment și anvelope oomicritice.

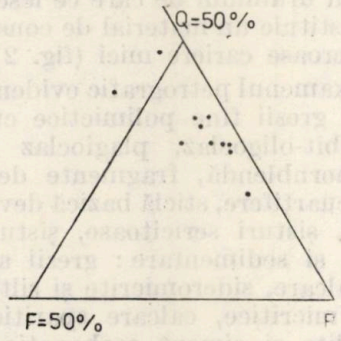


Fig. 4. — Diagramă ternară (colțul drept) reprezentînd compoziția materialului epiclastic, după date planimetrice. *Q*, cuarț, *F*, feldpsați ; *R*, fragmente de roci.

După compoziţia mineralogică, gresiile se proiectează în cîmpul subgrauwacke (fig. 4);

— biocalcarenite : grainstone bioclastice cu sfărîmituri de moluşte (în special de congeride) cu fragmente de minerale şi roci identice cu cele din gresii şi cu ciment sparitic de natură calcitică (pl. I., fig. 3). Un banc de astfel de roci aflorează sub culmea dealului Boldeni cu semne evidente de decalcifiere şi limonitizare superficială;

— gresii oolitice constituite din oolite cu centre de cuarţ, feldspaţi, mice, hornblendă, fragmente de roci şi resturi organice şi fragmente libere de natură identică alături de care apar foraminifere, sfărîmituri de moluşte şi carapace de ostracode prinse într-un ciment sparitic de umplutură de natură calcitică cu structură mozaicată sau radiară;

— calcare oolitice grezoase, constituite din oolite cu centre de cuarţ, feldspaţi, mice, hornblendă, fragmente de roci (în special de roci carbonatice) şi sfărîmituri organice cu mici cantităţi de granule detritice libere într-un ciment sparitic bazal sau de umplutură de natură calcitică, cu structură radiară sau mozaicată, uneori de incrustaţie (pl. I., fig. 4).

Calcarele şi gresiile oolitice au caracter dolomitic în zona centrală a nivelului.

În toate aceste tipuri de roci apar ca minerale accesorii granaţii, magnetitul, oligistul, ilmenitul, apatitul, zirconul, rutilul, titanitul, turmalina, epidotul, distenul, sillimanitul, ilmenorutilul ş. a., majoritatea ca incluziuni în cuarţ sau în alte minerale.

În versantul dealului Dosu sînt prezente numeroase *dyke*-uri neptunice centimetrice cu umplutură breccioasă de silt argilo-micritic sideritic (pl. II., fig. 1) în care uneori apar cristale idiomorfe de pirită pseudomorfozate în limonit. Sînt de asemenea prezente vinişoarele milimetrice umplute cu calcit pseudosparitic. În afloriment se constată o limonitizare avansată, limonitul formîndu-se în special prin transformarea parţială sau totală a siderozei autigene sau detritogene.

Rocile grezo-carbonatice formează bancuri decimetrice separate în special în partea bazală prin intercalaţii centimetrice de nisipuri fine marnoase. În zona de trecere spre psamo-aleurite, în acestea din urmă apar nivele mai grosiere parţial sau complet cimentate adesea cu caracter concreţionar, aşa cum se observă imediat în spatele haltei CFR Măgurele Nord şi pe versantul dealului Boldeni.

Psamo-aleuritele mobile sînt constituite din aceleaşi minerale şi fragmente de roci, dar de granulometrie mai fină şi cu participarea importantă a fracţiunii aleurito-pelitice. Aceasta din urmă este reprezentată prin illit, cuarţ, calcit şi, subordonat, feldspaţi, caolinit şi goethit.

2. SURSA DE MINERALE ŞI DE FRAGMENTE DE ROCI

În rocile detrito-carbonatice de la Coada Malului se pot identifica numeroase fragmente detritice caracteristice pentru formaţiunile prezente în zona de curbură al arcului carpatic.

Astfel, microclinul roz cu incluziuni lamelare fine de oligist este prezent în granitele roşii remaniate în gresiile senoniene şi acvitaniene din zona Mîneciu.

Gnaisele de Holbav conţin granule de cuarţ cu cristale fibroase de sillimanit orientate după direcţii cristalografice, identice cu cele din gresiile cercetate (pl. II., fig. 3). În seriile cristaline mezometamorfice ca de pildă în seria Rebra—Barnar, sînt prezente de asemenea granaţii şi hornblendele înlocuite prin magnetit idiomorf (pl. II., fig. 2, 4); în seria de Leaota se citează şisturi cloritoase impregnate cu magnetit şi şisturi sericitoase cu aspect fin solzos identice cu cele observate în preparatele noastre.

Fragmentele de sticlă acidă cu silicifiere în mozaic şi cele de profire cuarţifere sînt proprii — ca şi gresiile microcuarţitice — depozitelor permiene, iar cele de sticlă bazică provin din magmatitele ofiolitice din triasic şi barremian.

În sfîrşit, o serie de fragmente de roci sedimentare pot fi identificate ca provenind din depozite carbonifere (şisturi grafitoase ?) triasice (calcare micritice negre, calcare fitogene, cherturi), jurasice (jaspuri, calcare micritice), cretacice inferioare (marnocalcare cu tintinopsellide), medii (sideromicrite) şi superioare (gresii glauconitice, gresii spatice) respectiv oligocene (gresii silicioase de tip Kliva, cuarţ rulat cu supracreşteri) ş. a. (pl. II., fig. 1).

O varietate atît de mare de surse presupune desigur numeroase remanieri succesive ceea ce explică granulometria fină a particulelor şi prezenţa unor fragmente relativ bine rulate.

Prezenţa concomitentă a granulelor cu grade variabile de rulare poate fi considerată după I. F. Pettijohn şi colab. (1975) ca un indiciu asupra provenienţei fluviatile a materialului, transportul fiind realizat de o reţea hidrografică insuficient dezvoltată ce străbate un substrat heterogen.

3. ORIGINEA MATERIALULUI ORGANOCLASTIC

În rocile cercetate materialul organoclastic calcaros este reprezentat prin fragmente de moluşte (pelecipode, gasteropode) cu semne de triturare avansată, de foraminifere bentonice robuste mai puţin sfărîmate, dar intens corodate, de tuburi de viermi şi de carapace de ostracode fine, fragmentate. Este vorba aşadar de epifauna fragmentată în zona supratidală, pe plajele litorale în amestec cu forme bentonice şi pelagice, sedimentate împreună cu materialul epiclastic.

4. CONSIDERAŢII GEOCHIMICE

Pentru stabilirea chimismului rocilor grezo-carbonatice s-a analizat un număr de 40 de probe rezultînd compoziţia medie din tabelul nr. 1. Proiectarea datelor analitice în diagrama S. G. Vişneakov (vezi L. B. Ruhin, 1966) le încadrează în cîmpurile corespunzătoare gresiilor calcaroase şi calcaro-dolomitice respectiv a calcarelor şi a dolomitelor (fig. 5). Calculul normativ evidenţiază prezenţa mineralelor din tabelul nr. 2, în evident dezacord cu compoziţia mineralogică reală dată de

Tabelul nr. 1

Compoziția chimică a rocilor grezo-carbonice de la Coada-Malului

Componentul	Intervalul de variație %	Conținutul mediu %	Dispersia S
SiO_2	22,75—63,90	39,19	18,930
TiO_2	0,04— 0,50	0,15	0,075
Al_2O_3	0,50— 5,55	2,22	1,150
Fe_2O_3	0,52— 5,12	3,13	0,957
FeO	0,43— 1,58	1,09	0,245
MnO	0,04— 0,25	0,14	0,044
MgO	urme— 8,00	3,15	1,389
CaO	15,40—37,25	28,07	6,130
Na_2O	0,32— 1,06	0,54	0,204
K_2O	0,28— 0,84	0,45	0,142
$H_2O^{+105°}$	0,05— 1,24	0,28	0,192
CO_2	12,80—31,90	24,29	5,940
S	urme — 0,97	0,12	0,147
SO_3	urme — 0,28	—	—
P_2O_5	urme — 0,10	0,02	0,045
F	urme — 0,27	0,17	0,126
Cl	urme	—	—

Tabelul nr. 3

Compoziția mineralogică pe baza datelor planimetrice

Componentul	Intervalul de variație %	Conținutul mediu %
Minerale		
Cuarț	13,51—41,27	23,28
Feldspat	1,11— 3,34	1,87
Mice	0,22— 1,17	0,86
Hornblendă	0,15— 2,51	1,22
Fragmente de roci		
Roci silicioase	6,17—27,96	9,98
Roci calcaroase	0,12—18,45	5,83
Ciment calcitic	3,81—35,17	24,86
Oolite (fără nucleu)	0—47,01	29,82
Resturi organice calcaroase	0,07— 9,33	2,28
TOTAL :		100,00

Analize efectuate la laboratorul IGPSMS București, chimist Viorica Mercheș.

Tabelul nr. 2

Compoziția mineralogică normativă pentru rocile grezo-carbonatice de la Coada Malului (25 probe)

Mineralul normativ	Interval de variație %	Compoziție medie %
Pirită	0— 2,38	0,44
Muscovit	2,67— 7,78	4,26
Albit	2,78— 7,03	4,48
Caolinit	0— 6,43	3,17
Rutil	0,05— 0,16	0,10
Dolomit	0—36,48	6,26
Calcit	28,43—56,67	44,52
Sideroză	0— 1,02	0,45
Rodocrozit	0— 0,31	0,07
Piroluzit Psilomelan	0— 0,61	0,17
Goethit Xanthosiderit	0— 3,54	1,04
Magnetit	0— 3,07	0,86
Hematit	0— 3,02	1,03
CO_2	−0,56...+1,73	1,45
H_2O	−0,16...+4,60	0,56
Gips	0, −0,21	0,03
Apatit	0— 0,39	0,05
Cuarț	19,07—41,57	30,86
TOTAL :	—	100,00

Tabelul nr. 4

Elemente minore din rocile grezo-carbonatice de la Coada-Malului

Elementul	Intervalul de variație ppm	Conținutul mediu ppm	Dispersia S (log)
Cr	3—150	14,21	2,543
Ni	10—35	19,69	1,380
Co	Sld —30	15,04	2,680
V	20—60	14,21	1,325
Pb	15—110	41,80	1,520
Zn	Sld—150	27,29	2,920
Cu	Sld—100	—	—
Ag	Sld—1	0,13	1,480
Sn	Sld—20	3,79	1,420
B	5—80	14,40	1,861
Li	3—20	5,40	1,409
Ba	130—500	219,70	1,504
Sr	100—400	243,80	1,460
Rb	10—110	32,07	1,710
La	10—50	19,16	1,542
Y	10—120	14,00	1,829

De asemenea s-au dozat: As, Sb, Zr, W, Ge, Bi, Cd, Be, Nb, Ga și Cs, sub limita de detecție (Sld).

Analize efectuate la laboratoarele IGPSMS București, chimist *D. Scripăț*.

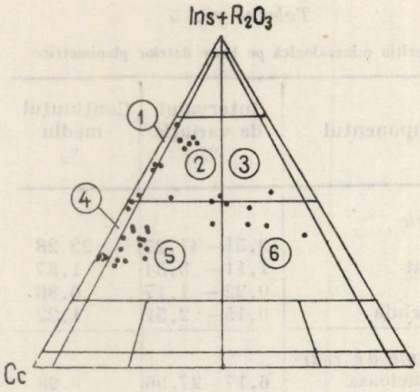


Fig. 5. — Diagramă ternară S. G. Vișneakov (fide L. B. Ruhin) (cu modificări) pentru caracterizarea chimico-mineralorgică a rociolor grezo-carbonatice de la Coada Malului. *1*, Gresie cu ciment calcaros; *2*, gresie dolomito-calcaro-argiloasă; *3*, gresie calcaro-dolomito-argiloasă; *4*, calcar nisipos; *5*, dolomito-calcar grezos; *6*, calcaro-dolomit grezos.

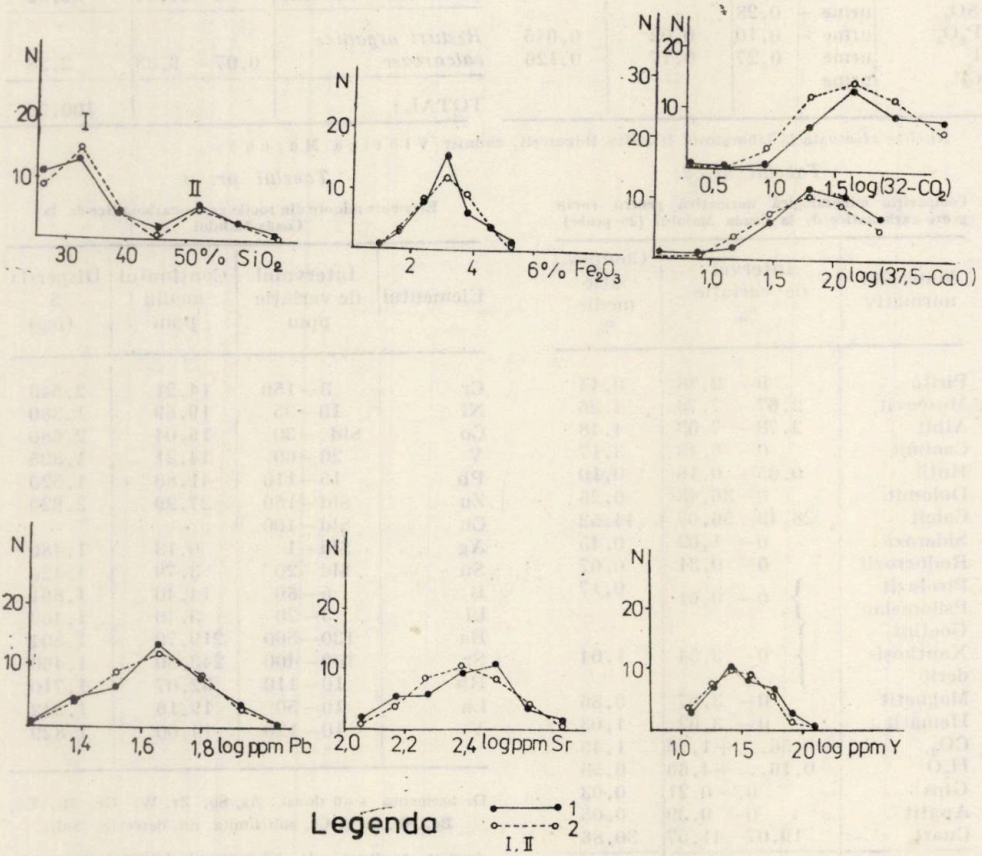


Fig. 6. — Poligonul de frecvență a unor componenți majori și minori ai rocilor grezo-carbonatice de la Coada Malului. *1*, Poligonul de frecvență real; *2*, poligonul de frecvență teoretic pentru distribuția normală.

determinările planimetrice (tabelul nr. 3), ceea ce denotă caracterul imatur al sedimentului şi heterogenitatea considerabilă a sursei acestuia.

Inventarul elementelor minore (tabelul nr. 4) evidenţiază prezenţa unor microcomponenţi legaţi îndeosebi de aportul terigen, în special de prezenţa filosilicaţilor şi a feldspaţilor; subordonat apar elemente minore biofile şi cele aduse în rocă ulterior de circulaţie hipogenă, aşa cum rezultă din analiza corelaţională dintre componenţii oxidici şi elementele minore. Remarcăm ca deosebit de interesantă, prezenţa vanadiului, rubidiului, a lantanului şi a yttriului. În distribuţia statistică a componenţilor chimici majori ai rocilor studiate se remarcă prezenţa a 2 mode, în cadrul cărora componenţii sînt repartizaţi după legea normală şi lognormală şi caracterul unimodal, lognormal al majorităţii componenţilor minori (fig. 6).

5. OOLITIZAREA

În toate preparatele studiate, păturile de oomicrit s-au depus pe un nucleu preexistent, constituit din fragmente epi- şi organoclastice cu predominarea netă a celor dintîi. Aceste granule, înainte de a constitui centrul oolitelor prezentau uneori pelicule micritice sau limonitice.

Oomicritul mulează întocmai fragmentele din centrul lor, oolitele avînd forme neregulate, dependente de geometria nucleului (pl. III., fig. 2).

Deşi dimensiunile nucleilor variază destul de mult, oolitele prezintă o granulometrie relativ omogenă, diametrul lor variind între 0,3 şi 0,6 mm; nucleii de dimensiuni reduse sînt îmbrăcaţi într-un înveliş oolitic relativ gros, iar cei de dimensiuni mai mari, în învelişuri subţiri, adesea discontinui.

Oolitele apar fie singure, fie alipite — cu omogenizarea reciprocă a învelişului oomicritic în zona de alipire.

În gresiile oolitice se observă adesea semne evidente ale infigerii unor granule de cuarţ colţuroase în masa oomicritică, cu refularea acesteia în exterior (pl. III., fig. 3).

Toate acestea denotă că învelişul oomicritic, în momentul formării oolitelor, a avut o consistenţă plastică, aşa cum o demonstrează şi observaţiile lui A. V. Carozzi (1961). Această stare limitează totodată şi dimensiunile oolitelor, ele neputînd depăşi diametrul în echilibru cu starea de agitaţie continuă.

Microstructura învelişurilor oolitice este destul de variată. În cele mai multe cazuri învelişurile au grosimi de ordinul a 5 — 10 μm şi se succed concentric prezentînd o structură micritică-filamentoasă (pl. III., fig. 4). La grosismente mari se observă alături de granulele micronice de calcit, pulbere opacă şi microgranule de sideroză (ce pot forma pături independente, uneori chiar învelişuri complete, cu limite ce traversează păturile oolitului). Dispoziţia filamentelor este în toate cazurile perpendiculară pe granulul din nucleu sau pe pătura anterioară. Caracterul concentric al păturilor denotă că aceştia s-au dezvoltat liber, prin flotarea oolitului într-un mediu continuu agitat.

Dacă se are în vedere salinitatea redusă a mediului de depunere, (2,6 — 26 $^0/_{00}$) stabilită pe baza asociaţiei de faună mezo- spre oligohalină

(congeride, ceriţi mici ş. a.) şi a conţinuturilor de B şi Li (fig. 7), cu o rezervă alcalină redusă, este greu de presupus posibilitatea precipitării chemogene a carbonaţilor, în speţă a calcitului (care pare a fi carbonatul iniţial al nannogranulelor, J. P. Loreau, 1978). Alcătuirea păturilor oolitice sugerează mai degrabă prezenţa unor microstructuri de tip stromatolitic, cu precipitarea specifică a calcitului nannogranular prin acti-

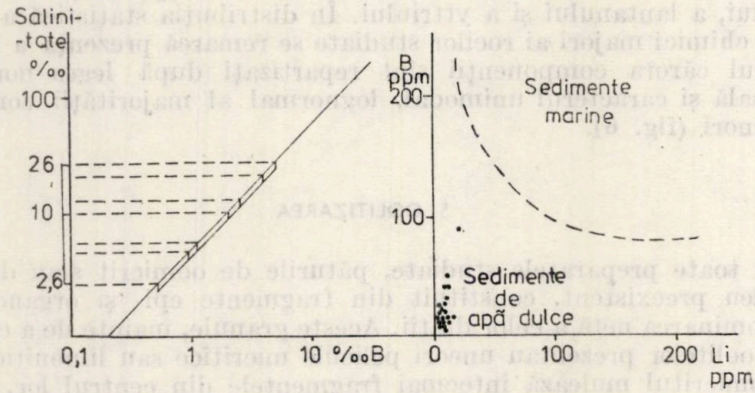


Fig. 7. — Diagrama B—Li pentru stabilirea paleosalinităţii; *a*, după A. F. Fredrikson şi R. C. Reynolds (1960); *b*, după E. T. Degens şi colab. (1957).

vitatea biotică a prokariotelor de alge albastre mucilaginoase şi a coloniei de microorganisme chemoorganice asociate, respectiv prin acreţionare nespecifică de mîl de diverse provenienţe şi compoziţii (W. E. Krumbein şi colab., 1978 a, b), aşa cum rezultă şi din concluziile asupra microstructurii unor oolite recente (M. Oti, G. Müller, 1978). Acest proces este pe deplin realizabil în ape dulcicole, chiar şi în rîuri (S. Ordoñez şi colab., 1978) sau în rezervoare artificiale (D. Johnson, J. Murphy, 1978).

Astfel de pături algale infestează granulele de nisip fără vreo preferinţă asupra mineralogiei acestora acoperind chiar şi cocoloaşele de silt argiloas (pl. IV., fig. 1). După calcifierea şi îmbîcsirea prokariotelor stratul de alge se „sufocă" şi moare urmînd o nouă infestare şi formarea ciclică a păturilor următoare (G. F. Kahle, 1978).

În masa plastică, gelatinoasă se produc reacţii de reducere (I. Dor, J. Levy, 1978) cu formarea siderozei pe seama oxizilor de fier din mîlul terigen acreţionat.

6. CONSIDERAŢII SEDIMENTOLOGICE

Oolitele formează o lentilă alungită învelită într-o anvelopă de gresii fine. În aceste gresii, în zona dealului Boldeni se intercalează un strat de biocalcarenit aproximativ la acelaşi nivel cu lentila de oolite (fig. 7). Întregul complex grezocarbonatic este intercalat în nisipuri fine marnoase-siltice ce constituie partea bazală a meoţianului din această zonă.

În acord cu imaginea paleogeografică a întregului sector, zona Coada Malului a constituit o arie de sedimentare situată nu departe de linia ţărmului lacului meoţian, în apropierea vărsării unor cursuri de apă. Aici, nisipul mai grosier a format bare orientate aproximativ NE — SV, a căror coamă s-a ridicat în zona intertidală, cu energia ridicată a valurilor care au amestecat şi aerat continuu sedimentul făcînd posibilă dezvoltarea unei flore de alge albastre-verzi, responsabile pentru formarea oolitelor.

La circa 2 km spre vest a avut loc o acumulare locală de material biodetritic în condiţii de mediu similare, din care au rezultat grainstonele bioclastice. Micritizarea fragmentelor de moluşte a avut loc concomitent cu depunerea, probabil sub acţiunea unor alge endolitice (R. G. C. Bathurst, 1967).

7. EVOLUŢIA STADIALĂ A DEPOZITELOR GREZO-CARBONATICE DE LA COADA MALULUI

Transformările stadiale suferite de depozitele studiate cuprind o etapă singenetică, o etapă diagenetică şi o etapă epigenetică.

7.1. *Singeneza*. Etapei singenetice se raportează formarea oomicritului şi tasarea sedimentului.

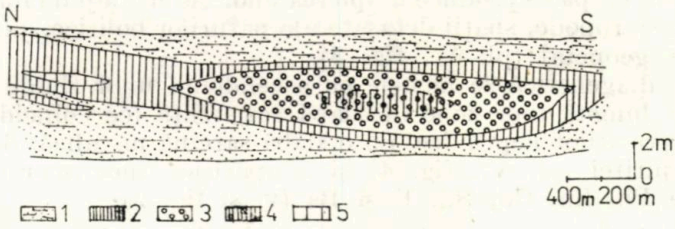


Fig. 8. — Orizontul cu *Dosinia maeotica* de la baza meoţianului, imediat după depunere. *1*, Nisipuri siltice-marnoase; *2*, gresii fine polimictice; *3*, gresii oolitice şi calcare oolitice; *4*, zonă dolomitică; *5*, grainstone bioclastic.

Oomicritul s-a format imediat după depunere prin deshidratarea şi litificarea păturilor de la exterior spre interior, posibil în mai multe etape. Prezenţa unei cruste tari („skin") peste o zonă internă plastică explică existenţa unor texturi evidente de deformare (spargerea prin tasare a învelişului cu revărsarea conţinutului; „decorticarea" unor oolite sau detaşarea acestora de nucleu, v. pl. IV., fig. 2 şi fig. 9, proces la care iau parte şi benzile sideritice). Tasarea lasă urme evidente şi în gresii, manifestîndu-se prin strangularea foiţelor de mice (pl. IV., fig. 3).

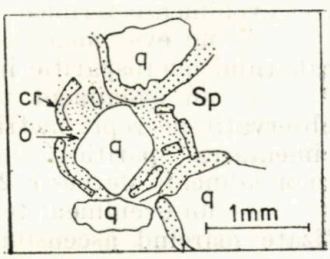


Fig. 9. — Dezmembrarea unui oolit prin presarea între două granule mai tari şi revărsarea conţinului. *q*, Cuarţ; *o*, oomicrit, *sp*, spar; *cr*, crusta întărită. Versantul de N a văii Dosului, Coada Malului.

În această etapă are loc intruderea unor mîluri siltice printre oolite care, în mişcarea lor antrenează şi păturile întărite, rupte de pe oolite şi invadează spaţiul intraoolitic sau chiar tuburile goale de viermi. Cimentarea gresiilor adicente printr-un ciment micritic de atingere (fostele mîluri interstiaţiale) are loc tot în această etapă, printr-un proces similar formării „beach-rock"-ului (R. Garrison, şi colab., 1969). În faza tardivă a singenezei se formează suturile microstilolitice dintre oolite, ca efect al unor solubilizări diferenţiale (Z. Reches, 1978).

7.2. *Diageneza.* În etapa timpurie a diagenezei se produce recristalizarea oomicritului prin creşterea prin neomorfism porfiroid al calcitului (R. G. C. Bathurst, 1959) cu formarea unor zone microsparitice, ce dau uneori texturi pseudoaglutinante (pl. IV., fig. 4) sau obliterează microstructura concentric-radiară (pl. V., fig. 1).

Diageneza avansată (mezodiageneza) duce la litificarea rocilor grezo-carbonatice prin cimentarea acestora (pl. V, fig. 2). Calcitul necesar cimentării provine din mobilizarea carbonaţilor din depozitele subjacente de către soluţii ascendente bogate în CO_2 rezultat din evoluţia substanţei organice (W. Schmidt şi colab., 1978). În cimentarea de acest fel, controlul permeabilităţii şi a porozităţii este hotărîtoare atît asupra gradului de umplere a golurilor cu sparit (E. C. Dapples, 1971), cît şi asupra compoziţiei carbonatului care în cazul unor spaţii libere poate avea caracter uşor magnezian (N. O. Jørgensen, 1978). Tot în această etapă se produce umplerea unor goluri (loji de foraminifere, volute de gasteropode, spaţii detaşate ale păturilor oolitice, pl. V., fig. 2) cu ortospar geopetal (pl. V., fig. 3).

Etapa diagenetică se încheie cu ascendenţa unor fluide de natură hipogenă în lungul unor zone de slabă rezistenţă (ce coincid, local, cu incidenţa *dyke*-urilor neptunice) cu o slabă sarcină metalică, determinînd depunerea piritei (pl. V., fig. 4) şi a apariţiei unor microconţinuturi crescute de Pb, Zn, Cu, Sn, B şi Ba (v. şi fig. 2).

7.3. *Epigeneza.* Depunerile de calcit de tip caliche şi limonitizarea mineralelor ferifere se datoreşte acţiunii factorilor hipergeni subactuali asupra rocii şi se raportează etapei epigenetice.

7.4. *Condiţii paleogeotermice.* Determinările de dilatometrie indică trei evenimente termice în aceste roci:

— un eveniment termic la 64 — 80°C ce se identifică cu formarea calcitului microsparitic în condiţiile unei îngropări de circa 1 600 m;

— un eveniment termic la circa 98 — 102°C confirmat şi prin observaţii decrepitometrice, în exclusivitate în rocile oolitice, dat de cimentarea sparitică din soluţiile avînd temperaturi corespunzătoare unor adîncimi de peste 2 000 m;

— un eveniment termic la 180 — 212°C în zonele piritizate şi calcitizate marcînd ascensiunea unor fluide hipogene.

8. CONCLUZII

Rocile grezo-carbonatice de la Coada Malului marchează cordoane litorale cu sedimentarea unui material detritic (subordonat organogen), heterogen din punct de vedere mineralogic şi chimic.

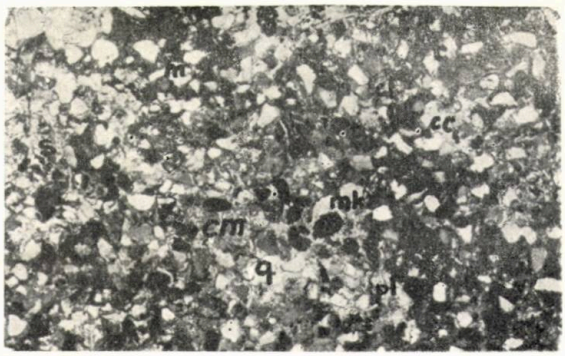


Fig. 1. — Gresie fină polimictică de la baza oolitelor din versantul nordic al dealului Dosul, Coada Malului. Se observă granulele de cuarț (*q*), microclin (*mk*), plagioclaz (*pl*), silexite (*s*) șist cloritos (*cl*), calcare microsparitice (*c*) foițe de mică albă *(m)* și cimentul calcitic larg mozaicat (*cc*). Numeroase granule prezintă o anvelopă micritică ce dă cimentul mai vechi, micritic *(cm)*. Nicoli +, 22 ×.

Fig. 2. — Gresie polimictică, Coada Malului, aproape de obîrșia Văii Fundatura. Cuarț *(q)*, șisturi sericitoase *(s)*, hornblendă verde *(h)*, chert *(Ch)* și ce e două generații de ciment calcitic, cel micritic *(cm)* și cel sparitic *(cs)*. Nicoli +, 32 ×.

Fig. 3. — Grainstone microbioclastic cu fragmente de moluște (zona îngroșată a unor congeride, cu structura nacreică micritizată, *m*) alături de granule de cuarț *(q)* plagioclaz acid *(pl)* și ciment calcitic sparitic *(cc)*. — Dealul Boldeni, Coada Malului, Nicoli +, 32 ×.

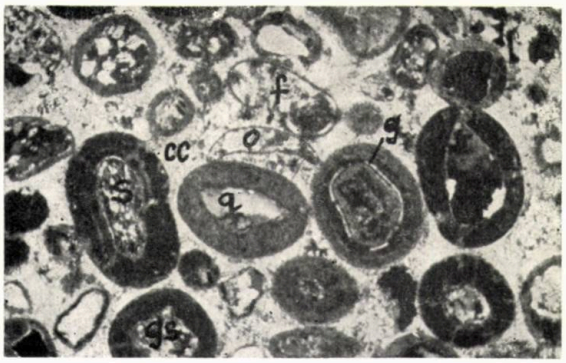


Fig. 4. — Calcar oolitic, Halta CFR Măgurele N. Oolite de diverse forme, cu anvelopa micritică separată adesea de nucleu printr-o bandă de ortospar geopetal *(g)*. Nucleii sînt formați din cuarțit *(q)*, șist sericitos *(s)*, gresie silicioasă *(gs)*; alături de oolite, în masa de bază paritică *(cc)* plutesc testuri de foraminifere *(f)* intens recristalizate și carapace fine de ostracode *(o)*. Nicoli +, 32 ×.

Fig. 1. — Brecie siltică — umplutura unor *dyke*-uri neptunice injectate în oolite, cu textură fluidală evidentă; fragmente de cuarț *(q)*, de feldspat *(fl)*, de gresii calcaroase *(c)*, de granite *(g)* și de foraminifere *(f)*, flotante într-o masă micritică tulbure. Poalele Dealului Dosu, Coada Malului. Nicoli +, 32 ×.

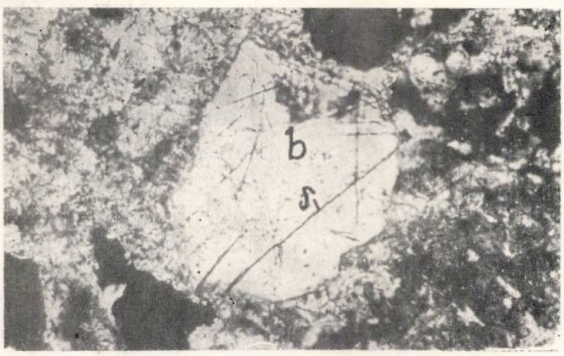


Fig. 2. — Granul de cuarț *(q)* cu incluziuni aciculare de sillimanit *(s)*. Asemenea incluziuni se întîlnesc frecvent în gnaisele de Holbav. Obîrșia văii Fundătura. Nicoli +, 348 ×.

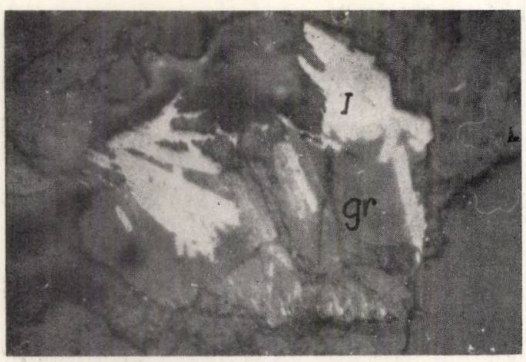


Fig. 3. — Granul de granat *(gr)* cu incluziuni orientate de ilmenit (I). Dealul Boldeni, Coada Malului. Secțiune lustruită. Nicoli II, 132 ×.

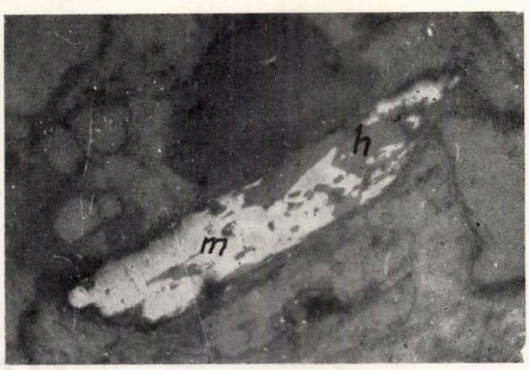


Fig. 4. — Hornblendă *(h)* înlocuită parțial prin magnetit *(m)* pe direcții cristalografice; structură frecvent întîlnită în seria Rebra — Barnar. Dealul Boldeni, Coada Malului. Secțiune lustruită, Nicoli II, 132 ×.

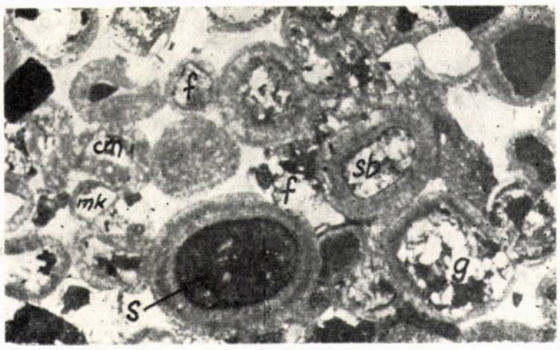


Fig. 1. — Calcar oolitic. Halta Măgurele Nord. Oolitele cu microstructură concentric-radiară, depuse pe nuclei de sideromicrit *(s)*, gresie calcaroasă *(g)*, feldspat *(fl)*, cuarțit micaceu *(cm)*, sticlă bazică devitrificată cu pelicule limonitice *(sb)*, microclin *(mk)*; ciment bazal și de umplere de goluri, sparitică mozaicată. În centrul figurii, un foraminifer liber, intens recristalizat *(f)*. Nicoli +, 32 ×.

Fig. 2. — Benzile concentrice de oomicrit, cu microstructură filamentoasă cu conținuturi variabile de sideroză parțial limonitizată și de substanță opacă mulează întocmai nucleul constituit dintr-un monocristal de calcit cu supracreșteri epitaxice, probabil plăcuță de echinid dintr-o gresie sau calcar cretacic. Versantul de N a Dealului Dosu, Coada Malului, Nicoli +, 132 ×.

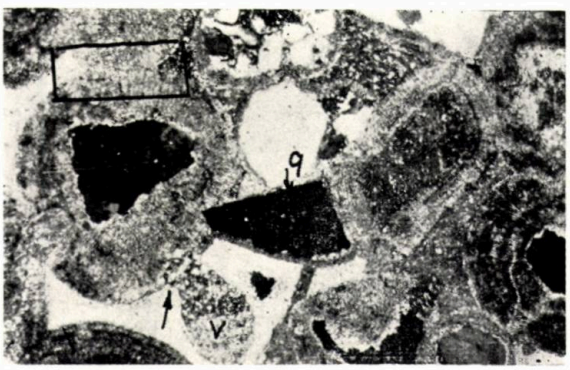


Fig. 3. — Granul de cuarț *(q)* și de sticlă bazică devitrificată *(v)* înfipte în masa oomicritului cu o ușoară refulare a acestuia (→). În zona încadrată se observă alipirea a 2 oolite cu amestecul oomicritului. Halta CFR Măgurele Nord, Coada Malului. Nicol +, 64 ×.

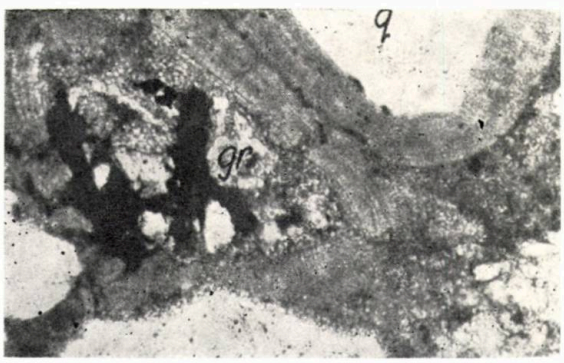


Fig. 4. — Anvelopă oomicritică cu microstructură filamentoasă. Se observă păturile micronice concentrice și alipirea a două oolite în lungul unei suprafețe microstilolitice. Nucleul oolitelor este constituit din cuarț *(q)* și grauwacke *(gr)*. Versantul nordic al Dealului Dosu, Coada Malului. Nicoli +, 656 ×.

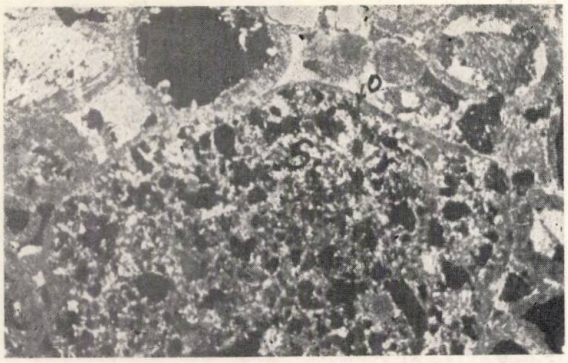


Fig. 1. — Cocoloș de silt *(s)* învelit într-o anvelopă oomicritică subțire *(o)*. Versantul de Nord al Dealului Dosu, Coada Malului, baza lentilei de roci oolitice. Nicoli +, 32 ×.

Fig. 2. — Oolit cu pătura exterioară fisurată din cauza comprimării prin tasare. Fisurile sînt umplute cu calcit sparitic (cc). Se observă suprafața microstilolitică *(s)* la contactul cu oolitul din partea superioară a imaginii. Nucleul este o gresie polimictică cu ciment calcitic. Mică carieră din versantul nordic al Dealului Dosu. Coada Malului. Nicoli +, 64 ×.

Fig. 3. — Început de recristalizare microsparitică în oomicritul bogat în pulbere opacă și sideroză limonitizată după direcții radiare și concentrice. În cimentul bazal sparitic aglomerare de dolorombi de dimensiuni reduse *(d)*. Baza versantului Dealului Dosu, Coada Malului, Nicoli +, 132 ×.

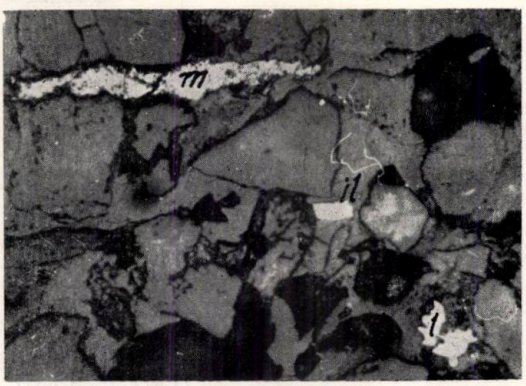


Fig. 4. — Foiță de biotit impregnat cu magnetit *(m)* fin granular, strîns și deformat între granulele de cuarț din gresia de la obîrșia văii Fundătura, Coada Malului. Se observă prezența unui granul idiomorf de ilmenit *(il)* și a unor concrețeri de limonit pe glauconit *(l)*. Secțiune lustruită, Nicoli II, 64 ×.

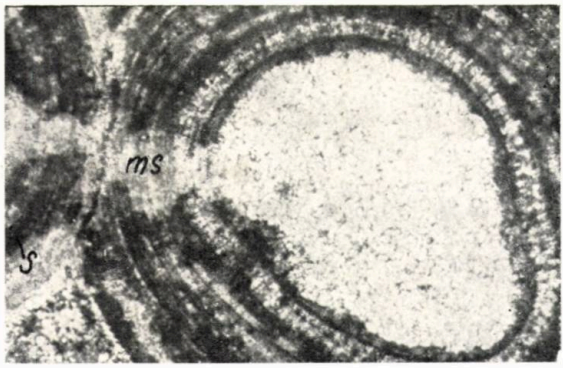


Fig. 1. — Recristalizarea microsparitică a oomicritului cu obliterarea structurii concentric-filamentoase *(ms)*. În masa oomicritului se observă benzi difuze discontinui de sideroză *(s)* parțial limonitizată. Nucleul oolitului, un calcar micritic, participă la recristalizare. Versantul de NV a Dealului Dosu. Coada Malului. Nicoli + 656 ×.

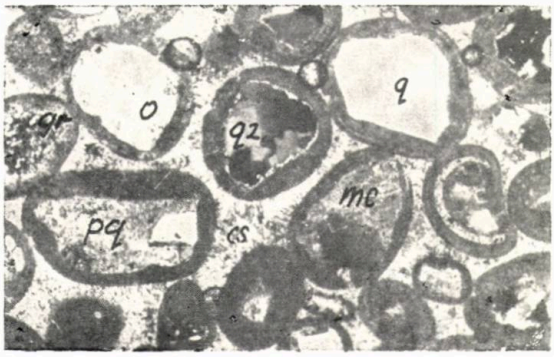


Fig. 2. — Masa de bază a calcarului oolitic este constituită din calcit cu structură radiară, de umplerea golurilor *(cs)*. Nucleele oolitelor sînt constituite din cuarț *(q)* porfir cuarțifer *(pq)*, cuarțit *(qz)*, marnocalcar *(mc)*, ortoză *(o)* și gresie fină sericitoasă *(gr)*. Anvelopă oolitică detașată de nucleu, cu umplerea geopetală a golului astfel format cu ortospar. Versantul de nord a Dealului Dosu, Coada Malului. Nicoli +, 52 ×.

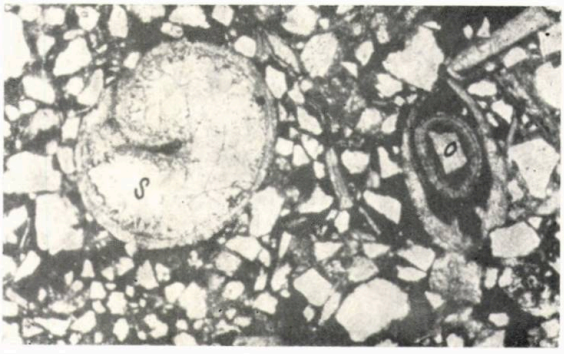


Fig. 3. — În gresia intercalată în rocile oolitice, secțiune printr-o cochilie de gasteropod cu umplutură geopetală de ortospar *(s)* și o cochilie de lamellibranchiat (formă juvenilă) închizînd într-însa un oolit cu nucleu de feldspat *(o)*. Ciment calcito-sideritic limonitizat. Pereții cochiliilor sînt micritizați. Versantul de NV al Dealului Dosu, Coada Malului, Nicoli II, 32 ×.

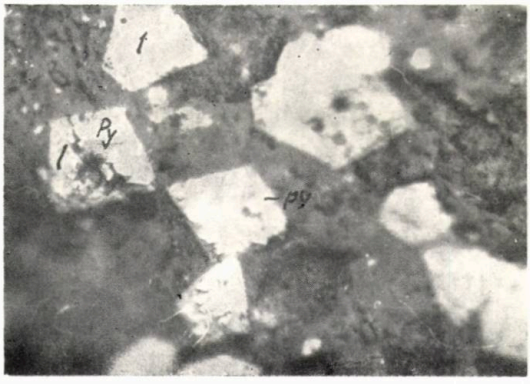


Fig. 4. — Cristale idiomorfe de pirită *(py)* pseudomorfozate de limonit *(l)* în umplutura unui *dycke* neptunic din versantul de nord al Dealului Dosu, Coada Malului. Secțiune lustruită, Nicoli II, 64 ×.

Oolitele sînt generate continuu în zona intertidală prin acţiunea de calcifiere şi acreţionare a unor pelicule de alge albastre-verzui în condiţii de agitare şi aerare urmate de îngroparea lor rapidă cu instalarea de condiţii reducătoare.

Evoluţia stadială cuprinde o etapă singenetică de tasare (oglindită în structuri de deformare postdepoziţionale) şi o etapă diagenetică începută prin recristalizări, urmată de cimentări şi desăvîrşită prin circulaţia unor fluide hipogene.

LES OOLITHES DU COADA MALULUI : PÉTROGRAPHIE, GENÈSE, ÉVOLUTION STADIALE

RÉSUMÉ

Dans la partie inférieure des dépôts Méotiens de la côte gauche de Teleajen, s'est développé un complexe gréso-carbonatique dans lequel on trouve des grès polymictiques, des calcarénites à debris de mollusques et des roches oolithiques.

Les grès rémanient des éléments tout a fait diverses des roches éruptives, métamorphiques et sédimentaires ; ces sont des roches qui, maintenant, affleurent dans la grand partie des Carpates Orientales (par ex. des granites rouges du Cordillière Coumane, des Gneisses de Holbav, des ophiolites, des calcaires et grès mésozoïques etc.). Leur degré de roullage bien différent et, aussi, leur granulométrie démontre l'origine fluviatile des sables, d'un territoire vaste, ayant un subassement hétérogène du point de vue stratigraphique.

Dans leur partie centrale, il y a des calcaires gréseux-oolithiques. Les corpuscules oolithiques sont sand-centrés ; ce sont des particules de sable identiques avec celles du grès décrits, ou bien, des débris de mollusques, foraminifères, ostracodes etc., qui en constituent les noyaux. Les enveloppes oolithiques sont calcitiques, nannograines et forment de petites couches concentriques avec la micro-structure filamenteuse. L'oomicrite a des zones diffuses de sidérite partiellement limonitisées et il contient, aussi, des nouages de poussière opaque disposés en même façon concentrique. Les structures de déformation sin- et postdépositionales démontrent que la matière qui avait formé l'oomicrite a eu un état plastique. Ce sont des algues bleu-verts gélatineuses qui ont permis, par calcification spécifique et accrétion non-spécifique la formation des oolithes calcaires dans un milieu qui a eu des réserves alcalines tout a fait réduites. Les conditions de l'oolitisation ont été réalisées dans les crêtes intertidales des barres de sable avec une haute énergie de l'eau, à distance réduite de la zone littorale qui représente, en même temps, la source des débris organiques.

L'évolution stadiale comprend des transformations syngénetiques — les tassements, injections des dyckes néptuniques, des phénomènes de réduction $Fe^{+3} - Fe^{+2}$ grâce à des substances organiques qui y

sont contenues et aussi, des transformations diagénétiques (la micros sparitisation dans l'oomicrite, la cimentation calcitique sparitique et de-effets des circulations hydrothermales). On établie aussi les temperatures des processus diagénétiques qui se sont découlés entre 64 — 212°C. Les considérations géochimiques, c'est a dire l'inventaire des éléments majeurs et mineurs, leur distribution et leur corrélation avec la composition minéralogique complètent l'étude pétrographique.

BIBLIOGRAFIE

BATHURST R.G.C. (1959), *Diagenesis in Missisipian Calcilutites and pseudobreccias*, J. Sed. Petr., **29**, *3*.

— (1967), *Oolitic forms and low energy carbonate sand grains, Bimini Lagoon, Bahamas*, Marine Geology, **5**.

CAROZZI A. V. (1961), *Distorted oolites and pseudooiltes*, J. Sed. Petr., **31**, *2*.

DAPPLES E. C. (1971), *Physical classification of carbonate cement in quartzose sandstones*, J. Sed. Petr., **41**, *1*.

DEGENS E. T., WILIAMS T. G., KEITH N. L. (1957), *Environmental studies of carboniferous sediments. I. Geochemical criteria for differentiating marine and freshwater shales*, Bul. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **41**.

DOR I., LEVY I. (1978), *Stromatolitic blue-green algal mats in Sinai mangroves*, 10th. Int. Congr. Sedim., Abstr., p. 201—202, Jerusalem.

FREDRICKSON A. F., REYNOLDS R. C. (1960), *Geochemical method for determining paleosalinity. Clay and Clay minerals*, (Nat. Conf. 1959).

GARRISON R. E., LUTERNAUER J. L., GRILL E. V., MCDONALD R. D., MURRAY I. W. (1969), *Early diagenetic cementation of Recent Sands, Fraser River Delta, British Columbia*, Sedimentology, **12**, *1/2*.

ILIE M. D. (1948), *Recherches géologiques dans la région Scăioşi — Poiana Vâlcăneşti — Mălăeşti — Fundeni*, C.R. Inst. Géol. Roum., **XXX** (1941—1942).

JOHNSON D., MURPHY J. (1978), *The role of phytoplancton in the sediment formation of a shallow eutrophic reservoir*, 10th Int. Congr. Sedim., Abstr. I., p. 341—342, Jerusalem.

JØRGENSEN N. O. (1978), *Dolomitisation in recent marine carbonate cements from Denmark*, 10th Int. Congr. Sedim., Abstr. 1, p. 343, Jerusalem.

KAHLE CH. F. (1978), *Roles of algae and fungi in the origin of marine ooids*, 10th Int. Congr. Sedim., Abstr. I., p. 346, Jerusalem.

KREJCI-GRAF K., WENZ W. (1931), *Stratigrafie und Paläontologie des Obermiozäns und Pliozäns der Muntenia (Rumänien)*, Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gessel., **83**, *2—3*, Berlin.

KRUMBEIN W. E., POTTS M. (1978 a), *Light penetration, salinity and other growth regulatin of four stromatolitic environments along the shores of the gulf of Aqaba (Sinai)*, 10th Int. Congr. Sedim., Abstr. I., p. 363, Jerusalem.

— Long C., POTTS M., ROUGEN P. (1978 b), *Scanning electron microscopy of stromatolitic environments of Bahia Mormona (Mexico), the gulf of Aqaba (Sinai) and of the North Sea marshes (Germany)*, 10th. Int. Congr. Sedim., Abstr. I., p. I, 364, Jerusalem.

LOREAU J. P. (1978), *Initial calcitic mineralogy and diagenesis of marine jurassic ooids and associated sediments*, 10th. Int. Congr. Sedim., Abstr. I., p. 394—395, Jerusalem.

MACOVEI G. (1927), *Aperçu géologique sur les Carpates Orientales*, II. Réun. Assoc. Carpath. Guide des Excurs. Bucureşti.

ORDOÑEZ S., GARCIA DEL CURA M. A., CARBALLAL R. (1978), *Stromatolites and oncolites in the modern fluvial environment*, 10th Int. Congr. Sedim., Abstr. II, p. 489—490, Jerusalem.

OTI M., MÜLLER G. (1978), *Microstructure and petrophysics of recent ooids : influence of different depositional and early diagenetic factors*, 10th. Int. Congr., Sedim., Abstr. II, p. 493, Jerusalem.

PĂTRUŢ I. (1955), *Geologia şi tectonica regiunii Vălenii de Munte — Cosminele — Buştenari*, An. Com. Geol., **XXVIII**.

PETTIJOHN F. Z., POTTER P. E., SIEVER R. (1973), *Sand and sandstone*, Springer, N.Y., Heid., Berl.

RECHES Z. (1978), *Mechanisms of the development of Stylolites*, 10th Int. Congr. Sedim., Abstr. II., p. 537, Jerusalem.

RUHIN L. B. (1966), *Bazele litologiei*, Edit.tehnică, București.

SCHMIDT W., MCDONALD D.A. (1978), *The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis*, 10th Int. Congr. Sedim., Abstr., II, p. 580—581, Jerusalem.

TESSEYRE I. (1907), *Beiträgte zur neogenen Molluskenfauna Rumäniens mit besonderer Berüchsichtungen der Erdölgebiete der Südkarpathen*, An. Inst. Geol. Rom., I.

* * * *Harta geologică a R. S. România sc.* 1 : 200 000 *foaia* 36 *Ploiești*, Inst. Geol., București.

Primit în redacție
în luna mai 1978

Întreprinderea de prospecțiuni
și explorări geologice Maramureș—Baia Mare

SEMNIFICAȚIA BIOSTRATIGRAFICĂ A TAXONILOR SUBGENULUI *TAURICARDIUM* DIN BAZINUL DACIC

DE

IOAN PAPAIANOPOL

În 1947 A. G. Eberzin a separat în cadrul genului *Limnocardium* Stoliczka cîteva grupe, pe care le-a considerat ca subgenuri ale acestuia. Unul dintre acestea este și subgenul *Tauricardium* în care au fost incluse exemplarele care se grupează în jurul speciei *Limnocardium subsquamulosum* Andrussow, pe care Eberzin a indicat-o ca specie tip a subgenului *Tauricardium*. Ulterior, P. M. Stevanović (1961) a făcut precizarea că *Limnocardium subsquamulosum* Andrussow este un sinonim al speciei *Cardium Petersi* M. Hörnes și ca atare aceasta din urmă devine specia tip a subgenului *Tauricardium*.

Subgenul *Tauricardium* se individualizează prin caracterele costației externe și ale șarnierei. Pe suprafața externă a valvelor se găsesc coaste proeminente, rotunjite sau triunghiulare, deseori ornamentate cu solzi sau țepi. Șarniera este caracterizată prin dezvoltarea dinților laterali și prin dinții cardinali slab dezvoltați sau reduși. Valva dreaptă are dinții laterali perechi (doi anteriori și doi posteriori) și doi dinți cardinali mici, dintre care unul și, uneori, chiar amîndoi pot fi reduși. Valva stîngă are un dinte lateral anterior, un dinte lateral posterior și un dinte cardinal care în mod obișnuit este slab dezvoltat.

Problemele pe care le ridică studiul subgenului *Tauricardium* sînt legate atît de volumul unor specii sau subspecii (deci implicit de dreptul la existență a unora dintre acestea), cît și de circulația pe verticală pe care o au taxonii respectivi.

În nota de față ne propunem să facem un inventar al taxonilor de *Tauricardium* existenți în Bazinul Dacic, precum și un comentariu asupra valorii lor biostratigrafice. Deoarece aceștia au fost descriși în mod detaliat de diverși autori, ne vom limita la analiza volumului unor specii sau subspecii în care scop vom prezenta și sinonimia acestora.

Genul **Limnocardium** Stolicza, 1871

Subgenul **Tauricardium** Ebersin, 1947

Specia tip: *CARDIUM PETERSI* M. Hörnes, 1870

Limnocardium (Tauricardium) **petersi** (M. Hörnes)

pl. I. fig. 1—8

Pentru a economisi spațiu, sinonimia va fi făcută numai pe baza exemplarelor din Bazinul Dacic care au fost figurate. (Pentru completarea acesteia vezi P. M. Stevanović, 1961; I. Papaianopol 1976 a.)

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE. T. 25. P. 165—176, BUCUREȘTI, 1980

1907 *Prosodacna mrazeci;* Teisseyre, p. 247, pl. VIII, fig. 1–2;
1918 *Cardium apertum;* Ionescu Argetoaia, p. 30, pl. XII, fig. 2;
1918 *Cardium Petersi;* Ionescu Argetoaia, p. 31, pl. XII, fig. 3;
1918 *Cardium Baraci;* Ionescu Argetoaia, p. 34, pl. XIII, fig. 3;
1918 *Limnocardium subsquamulosum;* Ionescu Argetoaia, p. 36, pl. XII, fig. 5;
1942 *Prosodacna (Prosodacna) mrazeci;* Wenz, p. 120, pl. 61, fig. 643;
1942 *Limnocardium subsquamulosum;* Wenz, p. 129, pl. 66, fig. 697–699;
1943 *Limnocardium subsquamulosum;* Gillet, p. 62, pl. V, fig. 14;
1958 *Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum;* Schoverth, pl. I, fig. 1;
1958 *Limnocardium (Tauricardium) apertum;* Schoverth, pl. I, fig. 2;
1958 *Limnocardium (Tauricardium) petersi;* Schoverth, pl. II, fig. 3;
1958 *Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum nasyrica;* Schoverth, pl. I, fig. 5;
1958 *Limnocardium Baraci;* Pion, pl. IV, fig. 16, 17;
1958 *Prosodacna (Prosodacna) munieri;* Pion, pl. IV, fig. 18, 19;
1966 *Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum;* Hanganu, pl. XVI, fig. 1;
1966 *Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum finitima;* Hanganu, pl. XVI, fig. 2;
1966 *Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum;* Pană, p. 85, pl. I, fig. 2–6;
1976 *Limnocardium (Tauricardium) petersi;* Papaianopol, pl. II, fig. 1–8;
1976a *Limnocardium (Tauricardium) petersi;* Papaianopol, p. 164, pl. I, fig. 1–2;
1976b *Limnocardium (Tauricardium) petersi;* Papaianopol, pl. I, fig. 1.

Specia respectivă a fost amplu descrisă de A. G. Eberzin (1947) şi P. M. Stevanović (1961) care au abordat concomitent şi probleme legate de variabilitatea sa intraspecifică.

Încă din 1943, S. Gillet a pus sub semnul întrebării apartenenţa la genul *Prosodacna* a ceea ce a descris Teisseyre drept *Prosodacna mrazeci*, arătînd că exemplarele în cauză posedă caracterele grupului *Limnocardium squamulosum*. Posibilitatea ca specia *Prosodacna mrazeci* Teisseyre să poată fi atribuită subgenului *Tauricardium* a fost indicată şi de A. G. Eberzin. După opinia noastră, exemplarele

Tabelul nr. 1

Distribuţia stratigrafică a taxionilor subgenului *Tauricardium* în ponţianul şi dacianul din Bazinul Dacic

Repartiţia pe vîrste / Denumirea taxonilor	ponţian			dacian	
	odessian	portaferrian	bosphorian	geţian	parscovian
Tauricardium petersi		+	+	?	
Tauricardium petersi oviformis		?+	+		
Tauricardium petersi nasyrica			+		
Tauricardium praesquamulosum			+		
Tauricardium squamulosum minor			+		
Tauricardium olteniae			+	+	

de *Prosodacna (Psilodon) munieri* Sabba, semnalate în listele diverşilor autori la nivelul portaferrianului, aparţin probabil subgenului *Tauricardium*, nefiind în nici un caz *Prosodacna (Psilodon) munieri* Sabba.

În Bazinul Dacic, *Tauricardium petersi* se întîlneşte în depozitele ponţianului mediu (portaferrian) şi superior (bosphorian) (tab. nr. 1). Nu

avem certitudinea perpetuării acestei specii şi în dacianul inferior (geţian), deşi în geţian se întîlnesc unele exemplare asemănătoare ca talie cu *Tauricardium petersi*, dar care au coastele mai ascuţite (tabelul nr. 1). Nu trebuie exclusă posibilitatea ca acestea să reprezinte nişte indivizi tineri de *Tauricardium olteniae*. Problema aceasta va putea fi rezolvată atunci cînd vor putea fi studiate serii ontogenetice complete de *Tauricardium olteniae*.

Limnocardium (Tauricardium) **petersi oviformis** Eberzin

pl. II, fig. 1–2

1947 *Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum oviformis*; Eberzin, p. 46, pl. II, fig. 6;
?1966 *Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum oviformis*; Pană, p. 86, pl. I, fig. 7–8;
1976 *Limnocardium (Tauricardium) petersi oviformis*; Papaianopol, pl. II, fig. 9.

Eberzin (1947) a grupat în această subspecie exemplarele puternic inechilaterale, cu contur oval, la care umbonele este puternic deplasat anterior şi la care marginile cardinală şi posterioară se racordează gradat şi nu prin intermediul unui unghi. Celidze (1974) a considerat că prin caracterele sale esenţiale, subspecia *oviformis* nu se conturează ca un taxon independent. Noi ne raliem părerii lui A. G. Eberzin, considerînd că exemplarele foarte puternic inechilaterale, la care lungimea părţii posterioare a valvei depăşeşte de două ori sau chiar mai mult lungimea părţii anterioare, şi la care partea posterioară a valvei este alungită şi îngustată, pot fi individualizate într-o subspecie aparte. P. M. Stevanović (1961) a semnalat existenţa unor indivizi cu caractere apropiate în portaferrianul din Bazinul Pannonic. Exemplarele pe care Ioana Pană (1966) le-a atribuit acestei subspecii par să fie deformate. În consecinţă, nu ne putem pronunţa dacă acestea reprezintă într-adevăr nişte indivizi de *Tauricardium petersi oviformis*, deoarece ar putea fi nişte valve deformate de *Tauricardium petersi*. Din explicaţia planşei rezultă că acestea provin din depozitele ponţianului inferior şi mediu. Dacă avem în vedere caracterul asociaţiei paleontologice pe care Ioana Pană (1966) o dă pentru depozitele considerate drept ponţian inferioare (care include pe lîngă *Tauricardium* şi *Plagiodacna*, *Caladacna*, *Pontalmyra* alături de *Paradacna*, *Euxinicardium*, *Dreissena*) sîntem de părere că pachetul de strate ce include acest complex faunistic aparţine părţii bazale a ponţianului mediu şi nu ponţianului inferior.

Exemplarele de *Tauricardium petersi oviformis* pe care le-am figurat provin din depozitele ponţianului superior (bosphorian). Prezenţa acestei subspecii şi în ponţianul mediu (portaferrian) este posibilă, dar nu avem încă această certitudine.

Limnocardium (Tauricardium) petersi nasyrica Ebersin

pl. III, fig. 1–2

1947 *Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum nasyrica*; Eberzin, p. 47 pl. II, fig. 3–5;
1966 *Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum nasyrica*; Pană, p. 85, pl. I, fig. 1
1976 *Limnocardium (Tauricardium) petersi nasyrica*; Papaianopol, pl. II, fig. 11, pl. III, fig. 1;
1976a *Limnocardium (Tauricardium) petersi nasyrica*; Papaianopol, p. 105, pl. I, fig. 3.

Acest taxon, pe care G. F. Celidze (1974) a înclinat să-l considere o specie independentă, se deosebeşte de *Tauricardium petersi* prin talia mai mare ca şi prin tendinţa de reducere a dinţilor cardinali. Între *Tauricardium petersi* şi *T. petersi nasyrica* există numeroase exemplare cu caractere tranzitorii. Unele dintre acestea par să fie şi cele figurate de Ioana Pană (1966, pl. I, fig. 1) şi I. Papaianopol (1976 a, pl. III, fig. 1). Subspecia respectivă include atît indivizi cu coastele rotunjite, cît şi exemplare la care coastele au la marginea valvei o secţiune transversală triunghiulară puţin înaltă.

În Bazinul Dacic, *Limnocardium (Tauricardium) petersi nasyrica* se întîlneşte în depozitele ponţianului superior (bosphorian).

Limnocardium (Tauricardium) praesquamulosum Ebersin

pl. II, fig. 3–6

1918 *Cardium squamulosum;* Ionescu Argetoaia, p. 33, pl. XIII, fig. 2, 8 non fig. 9;
?1947 *Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum praesquamulosa;* Eberzin, p. 44, pl. IV, fig. 5;
1958 *Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum praesquamulosa;* Schoverth, pl. I, fig. 3.

Prin aspectul costaţiei, acest taxon se individualizează destul de net printre ceilalţi taxoni ai subgenului *Tauricardium*. Datorită acestui fapt sîntem de părere că exemplarele care au costaţia externă asemănătoare cu cea existentă la valva figurată de Ionescu-Argetoaia (1918, pl. XIII, fig. 2) pot fi considerate ca aparţinînd unei specii independente. Aproape toate coastele au secţiunea transversală constant triunghiulară. Primele coaste anterioare sînt înguste şi ascuţite, fiind puternic depărtate una de alta. Următoarele coaste de pe cîmpul anterior se menţin înguste şi triunghiulare pînă la marginea valvei. Datorită caracterelor coastelor, spaţiile intercostale sînt foarte bine delimitate. Numai ultimele două coaste de pe cîmpul anterior se pot rotunji la marginea inferioară a valvei, dar sînt triunghiulare pe cea mai mare parte a lungimii lor.

Nu avem siguranţa că exemplarul figurat de Eberzin (1947, pl. IV, fig. 5) aparţine într-adevăr acestei specii. După cum am arătat mai sus, caracterele proprii acestui taxon sînt cele pe care le are valva

figurată de Ionescu-Argetoaia. Eberzin (1947) a sesizat foarte bine faptul că exemplarul figurat de Ionescu Argetoaia nu aparţine speciei *Tauricardium squamulosum*, ci unui taxon cu totul deosebit. La fragmentul de valvă din lucrarea lui Eberzin (1947, pl. IV, fig. 5), coastele anterioare sînt într-adevăr mai distanţate şi triunghiulare (fapt care se constată şi la unii indivizi de *Tauricardium petersi*) dar restul coastelor sînt mai late şi mai apropiate între ele, astfel încît ansamblul caracterelor costaţiei externe se apropie mai mult de cel existent la *Tauricardium squamulosum minor*. De curînd am figurat un exemplar (Papaianopol, 1976, pl. I, fig. 1) cu o costaţie externă foarte interesantă. Primele coaste anterioare sînt puternic distanţate, dar nu sînt atît de ascuţite ca cele de la *Tauricardium praesquamulosum*, în timp ce restul coastelor sînt de tipul celor întîlnite la *Tauricardium petersi*. Probabil că prin intermediul unui asemenea exemplar s-a făcut trecerea de la *Tauricardium petersi* la *T. praesquamulosum*.

În Bazinul Dacic, specia *Limnocardium (Tauricardium) praesquamulosum* Eberzin se găseşte în depozitele ponţianului superior (bosphorian).

Limnocardium (Tauricardium) **squamulosum minor** Tselidze (non Andrussow)

pl. III, fig. 3; pl. IV, fig. 1

1946 *Limnocardium squamulosum minor;* Celidze, p. 210, pl. III, fig. 1—4;
1947 *Limnocardium (Tauricardium) squamulosum minor;* Eberzin, p. 51, pl. IV fig. 6—9;
1966 *Limnocardium (Tauricardium) squamulosum;* Pană, p. 86, pl. II, fig. 3;
1974 *Limnocardium (Tauricardium) minor;* Celidze, p. 172, pl. IV, fig. 1;
1976 *Limnocardium (Tauricardium) squamulosum minor;* Papaianopol, pl. II, fig. 10.

Tauricardium squamulosum minor se deosebeşte de *Tauricardium petersi* prin dimensiunile mai mici, dezvoltarea bună a dinţilor cardinali ca şi prin coastele preponderent triunghiulare, coaste care se pot rotunji la marginea inferioară a valvei .G. F. Celidze (1974) a inclus în sinonimia acestui taxon şi ceea ce a separat Eberzin drept *Limnocardium (Tauricardium) subsquamulosum praesquamulosa*. După opinia noastră, aceasta din urmă se deosebeşte atît prin talie, cît şi prin caracterul costaţiei de *Limnocardium (Tauricardium) squamulosum minor*, trebuind să rămînă un taxon independent. Exemplarele de *Limnocardium (Tauricardium) squamulosum minor* se găsesc destul de rar în Bazinul Dacic, în depozitele ponţianului superior (bosphorian)

Limnocardium (Tauricardium) **olteniae** (Ionescu Argetoaia)

pl. III, fig. 4; pl. IV, fig. 2—4

1918 *Cardium Olteniae*; Ionescu Argetoaia, p. 29, pl. XII, fig. 1;
1976 *Limnocardium (Tauricardium) olteniae*; Papaianopol, pl. III, fig. 2—3;
1977 *Limnocardium (Tauricardium) olteniae*; Huică, pl. IX, fig. 3.

Această specie este foarte bine conturată prin caracterele pe care le posedă. Prin dimensiunile mari ale cochiliei nu poate fi comparată decît cu *Limnocardium (Tauricardium) petersi nasyrica*. *Tauricardium olteniae* are ca și *T. petersi nasyrica* 10 — 12 coaste pe cîmpul anterior și 2 — 4 costule pe cel posterior, deosebindu-se de aceasta din urmă prin coastele cîmpului anterior care se mențin triunghiulare pe toată lungimea lor, dar în principal prin umbonele mult mai bine dezvoltat și mult mai reliefat deasupra marginii cardinale ca și prin partea posterioară a cochiliei care este mai lată. Șarniera este tipică de *Tauricardium*. Ionescu Argetoaia (1918, p. 29) a indicat existența pe valva dreaptă a unui singur dinte lateral posterior. În realitate sînt doi dinți laterali posteriori, dintre care cel superior este mai slab dezvoltat decît cel inferior. O caracteristică a șarnierei (comună dealtfel și altor taxoni de *Tauricardium* de talie mare) este dată de slaba dezvoltare a dinților cardinali. Dinții cardinali de pe ambele valve (doi pe valva dreaptă și unul pe valva stîngă) sînt de obicei rudimentari și uneori chiar indistincți.

Dintre toți taxonii descriși în cadrul genului *Tauricardium*, această specie are convexitatea cea mai mare. De obicei valoarea convexității depășește la exemplarele adulte 23 mm (tabelul nr. 2). La indivizii pe care i-am măsurat convexitatea are valori cuprinse între 24 mm și 28,1 mm,

Tabelul nr. 2

Valoarea parametrilor măsurați (*dap*, diametrul antero-posterior; *dup*, diametrul umbono-paleal; *c*, convexitatea valvei) și a raporturilor dintre aceștia la unii dintre taxonii subgenului *Tauricardium* din Bazinul Dacic

Parametri și raporturi	*dap*	*dup*	*c*	*dup/dap*	*c/dup*
Tauricardium petersi	49,2	48,0	20,2	0,97	0,43
	37,4	32,5	14,4	0,87	0,43
	38,0	35,9	15,1	0,95	0,42
	30,1	27,2	11,3	0,90	0,42
	33,1	32,1	13,9	0,97	0,43
Tauricardium petersi nasyrica	53,6	50,2	19,0	0,94	0,38
	47,9	45,7	17,1	0,95	0,38
Tauricardium olteniae	51,8	50,4	24,0	0,97	0,47
	50,0	50,6	24,1	1,01	0,47
	58,6	57,0	28,1	0,95	0,49
	57,7	54,5	27,2	0,95	0,50
	58,0	57,2	27,7	0,98	0,47
	53,2	54,1	25,0	1,03	0,46
Tauricardium praesquamulosum	34,0	32,4	11,8	0,95	0,36
	39,5	35,4	13,3	0,90	0,40
	39,7	37,5	15,2	0,94	0,41
Tauricardium squamulosum minor	25,3	24,9	9,8	0,98	0,39
	21,0	18,9	8,3	0,90	0,43

depășind astfel convexitatea celor mai mari și mai bombate exemplare de *Tauricardium petersi* sau de *T. petersi nasyrica*.

PLANȘA I

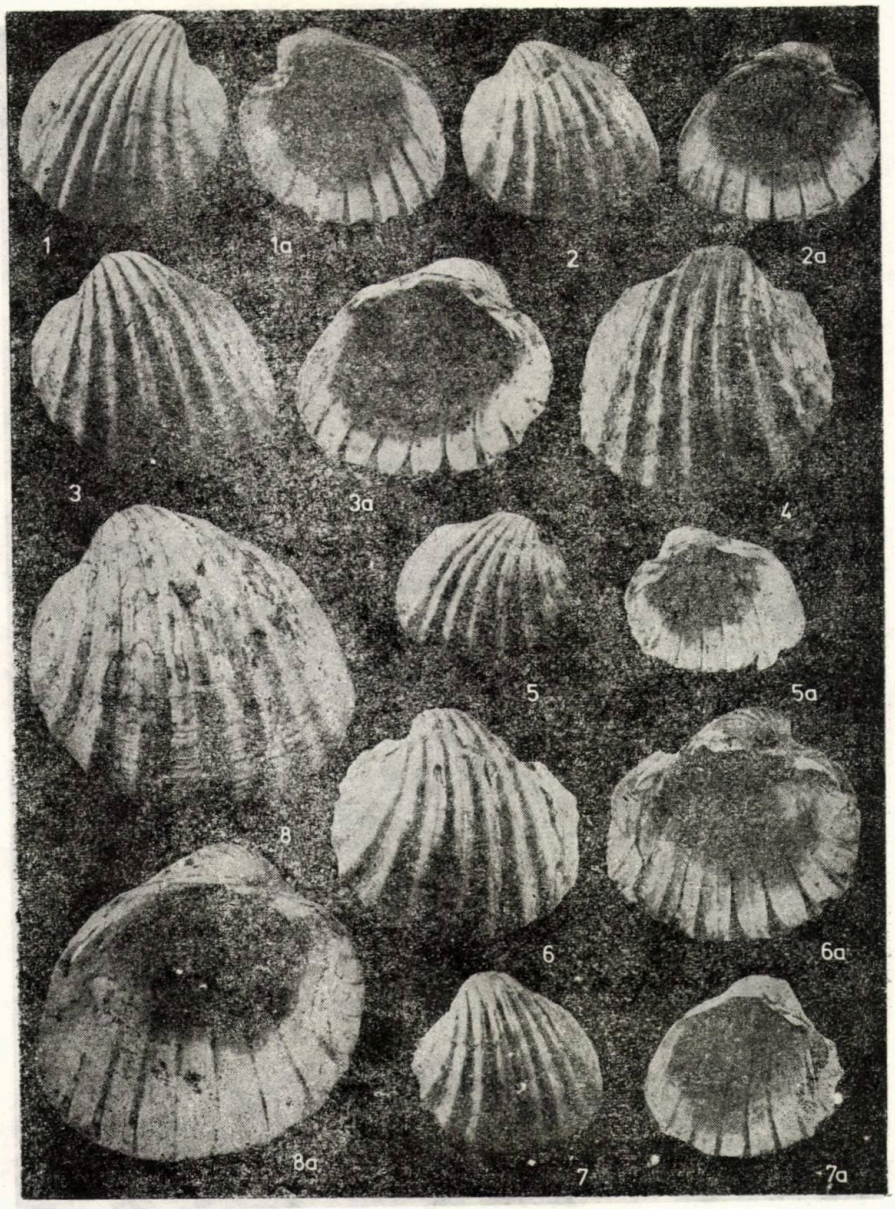


Fig. 1—2. — *Limnocardium (Tauricardium) petersi* (M. Hörnes), (× 1), fig. 1, valea Trăistarului, satul Mîrlogea, jud. Prahova ; fig. 2, Pîriul Sărat, satul Singeru, jud. Prahova, ponțian mediu (portaferrian)

Fig. 3—8. — *Limnocardium (Tauricardium) petersi* (M. Hörnes), (× 1), fig. 3, 5, 7, dealul Tuțurului, satul Bîrsești, jud. Vîlcea ; fig. 4, valea Lopatnei, satul Matița, jud. Prahova ; fig. 6, valea Chiojdeanca, satul Trenu, jud. Prahova ; fig. 8, valea Călugărului, satul Butuci, jud. Prahova, ponțian superior (bosphorian).

PLANȘA II

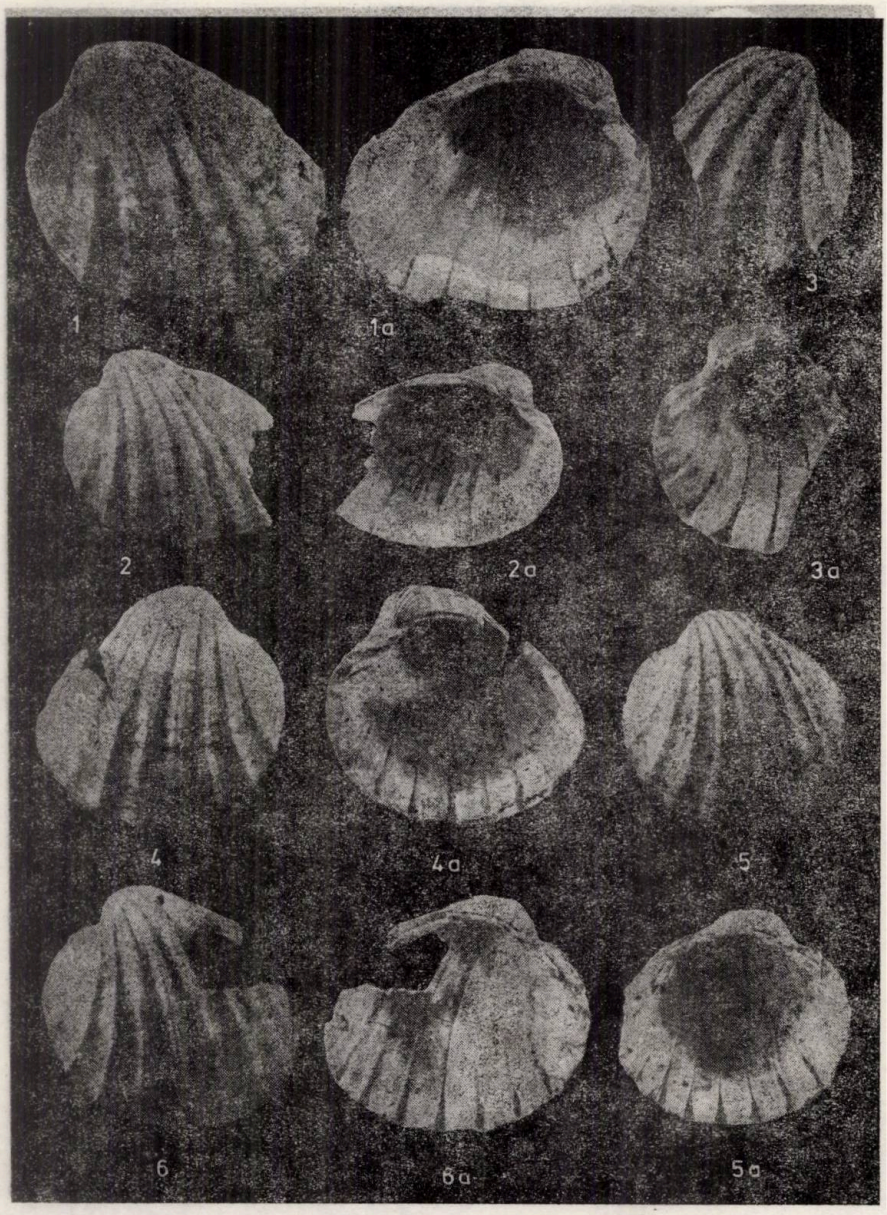


Fig. 1—2. — *Limnocardium (Tauricardium) petersi oviformis* Ebersin, (× 1), fig. 1, Glodeni-Malurile, jud. Dîmbovița ; fig. 2, dealul Tuțurului, satul Birsești, jud. Vîlcea, ponțian superior (bosphorian)

Fig. 3—6. — *Limnocardium (Tauricardium) praesquamulosum* Ebersin, (× 1), dealul Tuțurului, satul Birsești, jud. Vîlcea, ponțian superior (bosphorian)

PLANȘA III

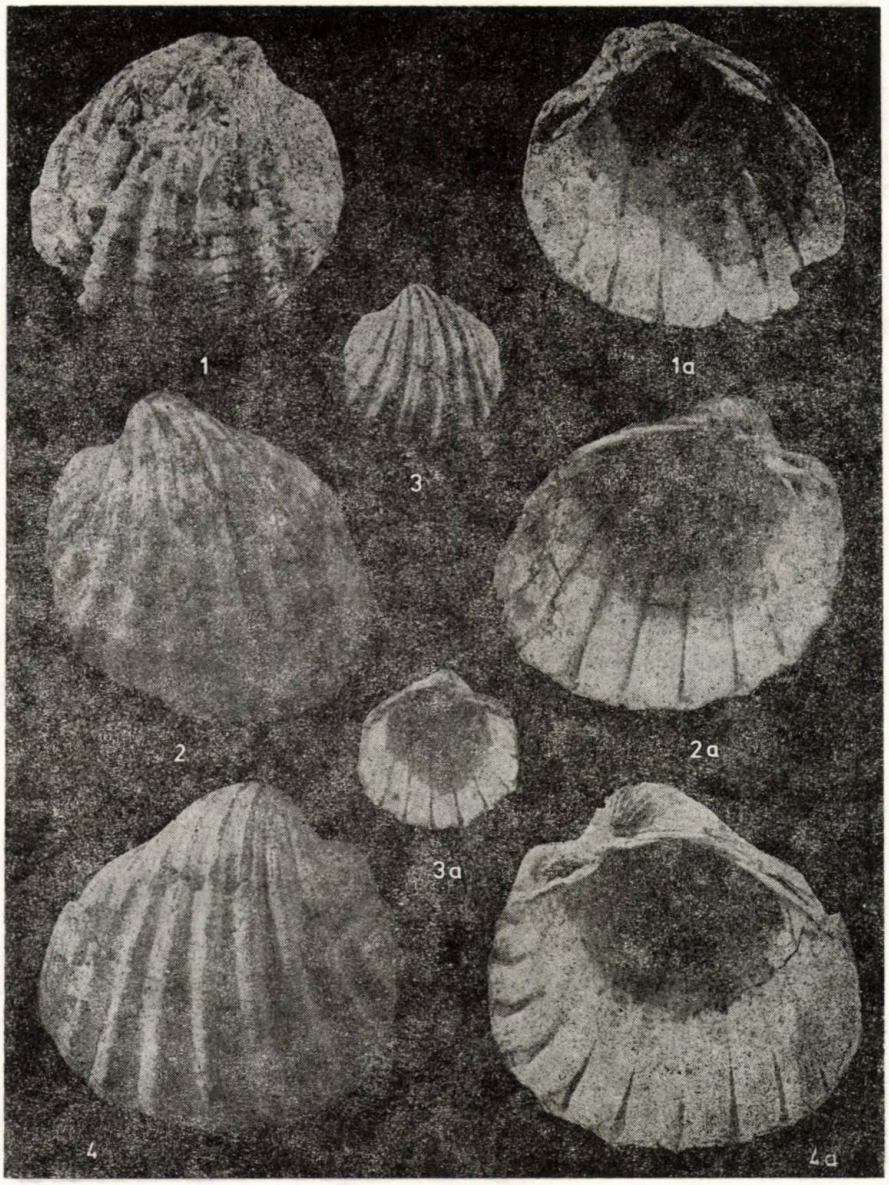


Fig. 1—2. — *Limnocardium (Tauricardium) petersi nasyrica* Ebersin, (× 1), fig. 1, valea Tohăneasa, satul Tohani. jud. Prahova ; fig. 2, valea Călugărului, satul Butuci, jud. Prahova, ponțian superior (bosphorian)
Fig. 3. — *Limnocardium (Tauricardium) squamulosum minor* Tselidze, (× 1), dealul Tuțurului, satul Bîrsești, jud. Vîlcea, ponțian superior (bosphorian)
Fig. 4. — *Limnocardium (Tauricardium) olteniae* (Ionescu Argetoaia), (× 1), valea Călugărului, satul Butuci, jud. Prahova, ponțian superior (Bosphorian)

PLANȘA IV

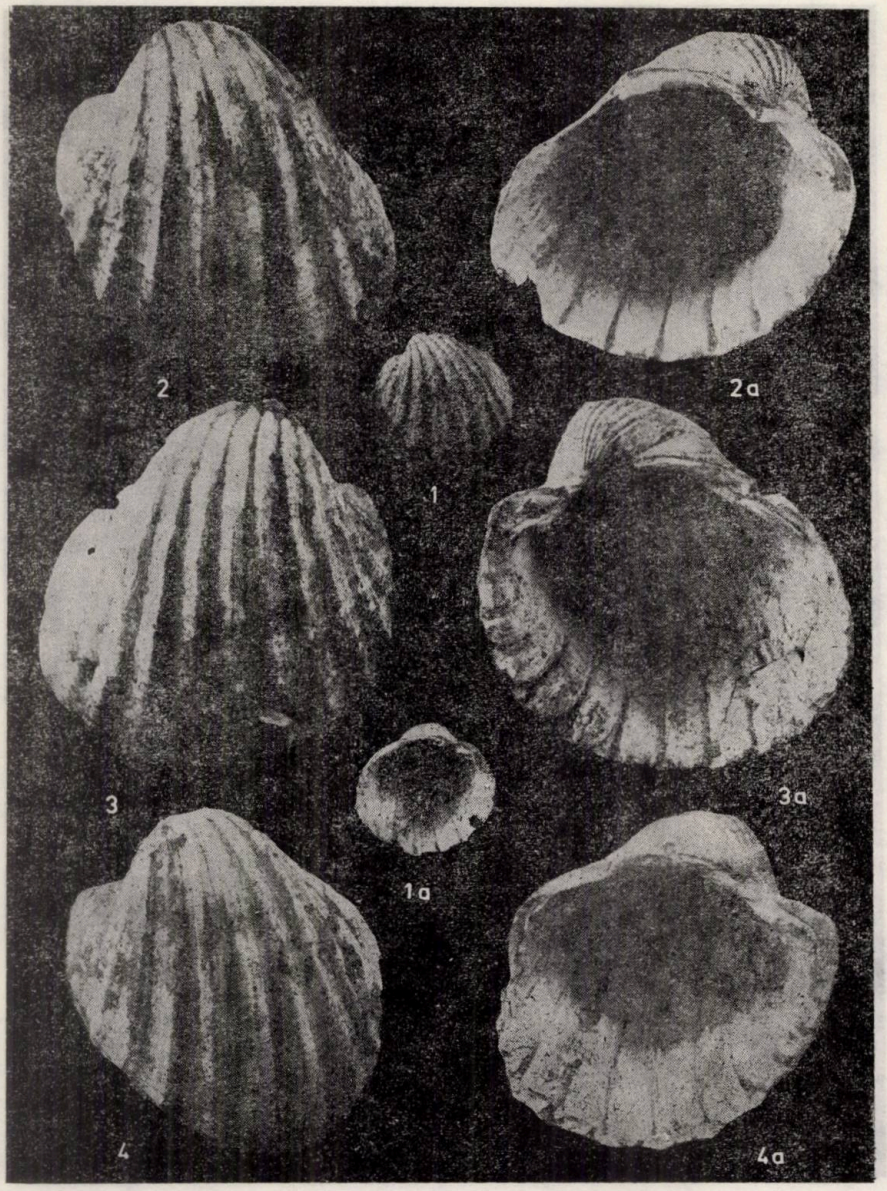


Fig. 1. — *Limnocardium (Tauricardium) squamulosum minor* Tselidze, (× 1), valea Bogdănești, satul Păcureți, jud. Prahova, ponțian superior (bosphorian)
Fig. 2. — *Limnocardium (Tauricardium) olteniae* (Ionescu Argetoaia), (× 1), valea Călugărului, satul Butuci, jud. Prahova, ponțian superior (bosphorian)
Fig. 3—4. — *Limnocardium (Tauricardium) olteniae* (Ionescu Argetoaia), (× 1), fig. 3, valea Rea, satul Bănești, jud. Prahova ; fig. 4, valea Pietrei, satul Vîlcana-Pandele, jud. Dîmbovița, dacian inferior (getian)

Limnocardium (Tauricardium) olteniae pare să fie o specie endemică, proprie Bazinului Dacic, şi ultimul reprezentant al subgenului *Tauricardium* în acest domeniu de sedimentare. *Tauricardium olteniae* poate fi întîlnit atît în ponţianul superior (bosphorian), cît şi în dacianul inferior (geţian), dar are o frecvenţă mult sporită în genţian.

LA SIGNIFICATION BIOSTRATIGRAFHIQUE DES TAXA DU SOUS-GENRE *Tauricardium* DANS LE BASSIN DACIQUE

RÉSUMÉ

Il y a des niveaux stratigraphiques du néogène supérieur du Bassin Dacique, et tout spécialement du pontien moyen et supérieur (portaferrien respectivement bosphorian) où les associations paléontologiques comportent différents taxa du sous-genre Tauricardium. Cette note présente un inventaire des taxa du sous-genre Tauricardium, identifiés jusqu'à présent dans le pontien et le dacien du Bassin Dacique.

Le pontien du Bassin Dacique représente l'intervalle stratigraphique dans lequel les associations paléontologiques abondent en individus de Tauricardium. Dans le Bassin Dacique le sous-genre Tauricardium a son première apparition au niveau du pontien moyen (portaferrien) où ce sous-genre est représenté par l'espèce Tauricardium petersi.

Le pontien supérieur (bosphorien) pourrait être envisagé comme le moment où ce sous-genre touche son maximum de développement et de diversification. Le pontien supérieur comporte Tauricardium petersi, T. petersi nasyrica, T. petersi oviformis, T. squamulosum minor, T. praesquamulosum et T. olteniae. L'espèce Tauricardium olteniae apparaît depuis le pontien supérieur jusqu'au dacien inférieur (gétien).

Le dacien inférieur (gétien) représenté dans le Bassin Dacique le dernier moment de l'apparition du sous-genre Tauricardium.

BIBLIOGRAFIE

Celidze G.F. (1946), *Dvustvorciatte nijnego i srednego Plioţena Gurii*, Vestnik Gosud. Muz. Gruzii, **XIII-A**, Tbilisi.

— (1974), *Morskoi Pont Gruzii*, Akad. Nauk Gruz. SSR, Geol. Inst., Trudî, nov. ser., *48*, Izd. „Meţniereba", Tbilisi.

Eberzin A.G. (1947), *Rod Limnocardium Stoliczka v Plioţene Ponto-Kaspiiskogo basseina*, Tr. Paleont. Inst., **XIII**, *4*, Moskva-Leningrad.

Gillet Suzette (1943), *Les Limnocardiidés des couches à Congèries de Roumanie*, Mem. Inst. Geol. Rom., **IV**.

Huică V.I. (1977), *Studiul geologic al depozitelor miocene şi pliocene dintre valea Sohodol şi valea Blahniţa, judeţul Gorj (Depresiunea Getică)*, An. Inst. geol. geofiz., **LI**.

Ionescu Argetoaia I.P. (1918), *Studiul faunei molusce pliocene din Oltenia*, An. Inst. Geol. Rom., VIII(1914).

Hanganu Elisabeta (1966), *Studiul stratigrafic al Pliocenului dintre văile Teleajen şi Prahova (regiunea Ploieşti)*, St. tehn. econ., **J**, *2*.

Pion N.P. (1958), *Contribuţii la stratigrafia Pliocenului dintre văile Topolniţa şi Coşuştea*, St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, **III**, *3—4*.

Pană Ioana (1966), *Studiul depozitelor pliocene din regiunea cuprinsă între valea Buzău şi valea Bălăneasa*, St. tehn. econ., **J**, *1*.

Papaianopol I. (1976), *Asupra unor limnocardiide din depozitele Dacianului superior*, D.S. Inst. geol. geofiz., **LXII**, *3*.

— (1976 a), *O faună bosphoriană de tip Kamişburun în partea orientală a Bazinului Dacic*, D.S. Inst. geol., geofiz., **LXII**, *3*.

— (1976 b), *Faciesurile şi limitele Portaferrianului din zona cutelor diapire externe dintre valea Cricovul Sărat şi valea Unghiului (jud. Prahova)*, D.S. Inst. geol. geofiz., **LXII**, *4*.

Schoverth Ecaterina (1958), *Observaţii asupra genului Limnocardium Stoliczka*, D.S. Com. Geol., **XLIV** (1956—1957).

Stevanović P. M. (1961), *Pontiska fauna za Limnocardium petersi kod Kadra na Savi (Severna Bosna)*, Annal. Géol. de la Pén. Balkanique, **XVIII**, Belgrad.

Teisseyre W. (1907), *Beiträge zur neogenen Molluskenfauna Rumäniens*, An. Inst. Geol. Rom., **I**.

Wenz W. (1942), *Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdölgebiete*, Sencken., **24**, Frankfurt a Main.

Primit în redacţie
în luna mai 1978

Institutul de geologie şi geofizică
Bucureşti

RESTURILE UNOR DINȚI DE TELEOSTEI ÎN EOCENUL DE LA CLUJ-NAPOCA

DE

MARIA ȘURARU, R. STRUSIEVICI, K. LÁSZLÓ

În depozitele eocene ale Depresiunii Transilvaniei aflorimentele cu dinți de teleostei sînt puține, iar dinții se găsesc doar sporadic. Pînă la nota prezentă au fost cunoscute fragmentul unui maxilar inferior, cu cîțiva dinți, atribuit unui scombrid :

Sphyraenodus cf. *priscus* Agassiz (A. Koch, 1904) și patru resturi de oase faringiene, cu dinți faringieni, atribuite lui *Scaroides gatunensis* Toula (N. Șuraru, Maria Șuraru, 1966). Aflorimentele din care s-au colectat resturile menționate se situează în orizontul calcarelor grosiere superioare (Cluj-Napoca : Valea Plești, Cheile Baciului ; Sibiu — Turnu Roșu : Valea Satului) și în orizontul cu *Nummulites fabianii* (Cluj-Napoca : Cheile Baciului).

Noul material de dinți de teleostei, care constituie obiectul notei de față, provine din bancurile calcaroase ale orizontului calcarelor grosiere superioare ce aflorează în partea de vest a orașului Cluj-Napoca, în locul cunoscut de mult timp și denumit „la dig" sau „la stăvilar".

Colectarea materialului a fost anevoioasă, iar riscul fragmentării resturilor fosile la detașarea din rocă a fost foarte mare. Dealtfel, resturile de pești care au fost împatulate și s-au fosilizat în faciesul grosier de sublitoral al eocenului Depresiunii Transilvaniei sînt, în general, resturi dentare fragmentate și fisurate. Cu privire la starea de păstrare a materialului studiat mai menționăm că majoritatea plăcilor dentare prezintă și tociri funcționale.

Materialul colectat a fost înregistrat în colecțiile Catedrei de geologie-mineralogie a Universității din Cluj-Napoca, sub nr. inv. 21 231 — 21 236. El a fost atribuit după cum urmează :

Supraordin **TELEOSTEI**

Ordin **TETRAODONTIFORMES**

Subordin **TETRAODONTOIDEI**

Familia **DIODONTIDAE**

Genul **Progymnodus** Dames 1883

Progymnodus cf. **hilgendorfi** Dames

Fig. 1

1883 *Progymnodon Hilgendorfi* Dames, în W. Dames, p. 148, pl. 3, fig. 13.
1923 *Progymnodus Hilgendorfi* Dames, în K. Zittel, p. 141, fig. 242.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 25, P. 177—181, BUCUREȘTI, 1980

Material: restul unei plăci masticatoare compuse, prins în rocă (nr. inv. 21 231).

Observaţii: la restul de care dispunem este vizibilă numai faţa internă a plăcii compuse. Ea seamănă atît morfologic, cît şi dimensional cu „placa masticatoare" superioară de *Progymnodus hilgendorfi* figurată de K. Zittel l. c.

Faţa internă a plăcii masticatoare compuse are un contur pentagonal, marginile şi colţurile ei fiind parţial rupte. Lăţimea maximă este de 24 mm, iar lungimea maximă, măsurată la mijlocul feţii interne, este de 20 mm.

Placa masticatoare compusă este alcătuită dintr-un şir de 13 — 15 plăcuţe dentare incisiforme, cu conture dreptunghiulare, dispuse pe cele două laturi anterioare ale pentagonului şi dintr-o suprapunere de cîte 6 — 7 plăci dentare molariforme pe fiecare din cele două jumătăţi ale planşeului bucal. Plăcile molariforme sînt strîns legate între ele pe mijlocul feţii interne.

În urma uzurii şi a modului de înlocuire a plăcilor molariforme dinapoi înspre înainte şi de jos în sus, ele se prezintă în aşa fel suprapuse oblic, încît cele posterioare apar mai înguste, iar cele anterioare mai largi. Atît plăcile molariforme, cît şi plăcuţele incisiforme sînt vermiculate, ceea ce pledează de asemenea pentru o uzură puternică.

Ordin PERCIFORMES

Subordin LABROIDEI

Familia LABRIDAE

Genul Nummopalatus Rouault 1858

Nummopalatus cf. **multidens** Münster

Fig. 2, 3

1923 *Nummopalatus multidens* Münster, în K. Zittel, p. 142, fig. 245.
1971 *Nummopalatus sp.*, în R. Brzobohaty, O. Schultz, p. 736, pl. 7, fig. 5.

Material: fragmentul unui os faringian inferior, cu dinţi faringieni, detaşat parţial din rocă (nr. inv. 21 232).

Observaţii: restul de care dispunem reprezintă fragmentul porţiunii anterioare a osului faringian inferior, acoperit de un pavaj de dinţi faringieni. Se pare că apofizele laterale ale osului s-au rupt înaintea împatulării în sediment. Jumătatea dreaptă a osului este mai complet păstrată decît cea stîngă (fig. 2). Dimensiunile restului sînt: 20 mm lăţime, 7 mm lungime maximă şi 10 mm grosime maximă. Profilul transversal al osului faringian este uşor concav (fig. 3). Din pavajul dinţilor faringieni care tapisau keratobranhialul s-au păstrat: cinci dinţi mai mari, dreptunghiulari şi posterior rotunjiţi, şase dinţi emisferici relativ mai mari şi o mulţime de dinţi emisferici mărunţi şi foarte mărunţi. În grosimea pavajului dentar s-au putut număra cinci serii suprapuse de dinţi.

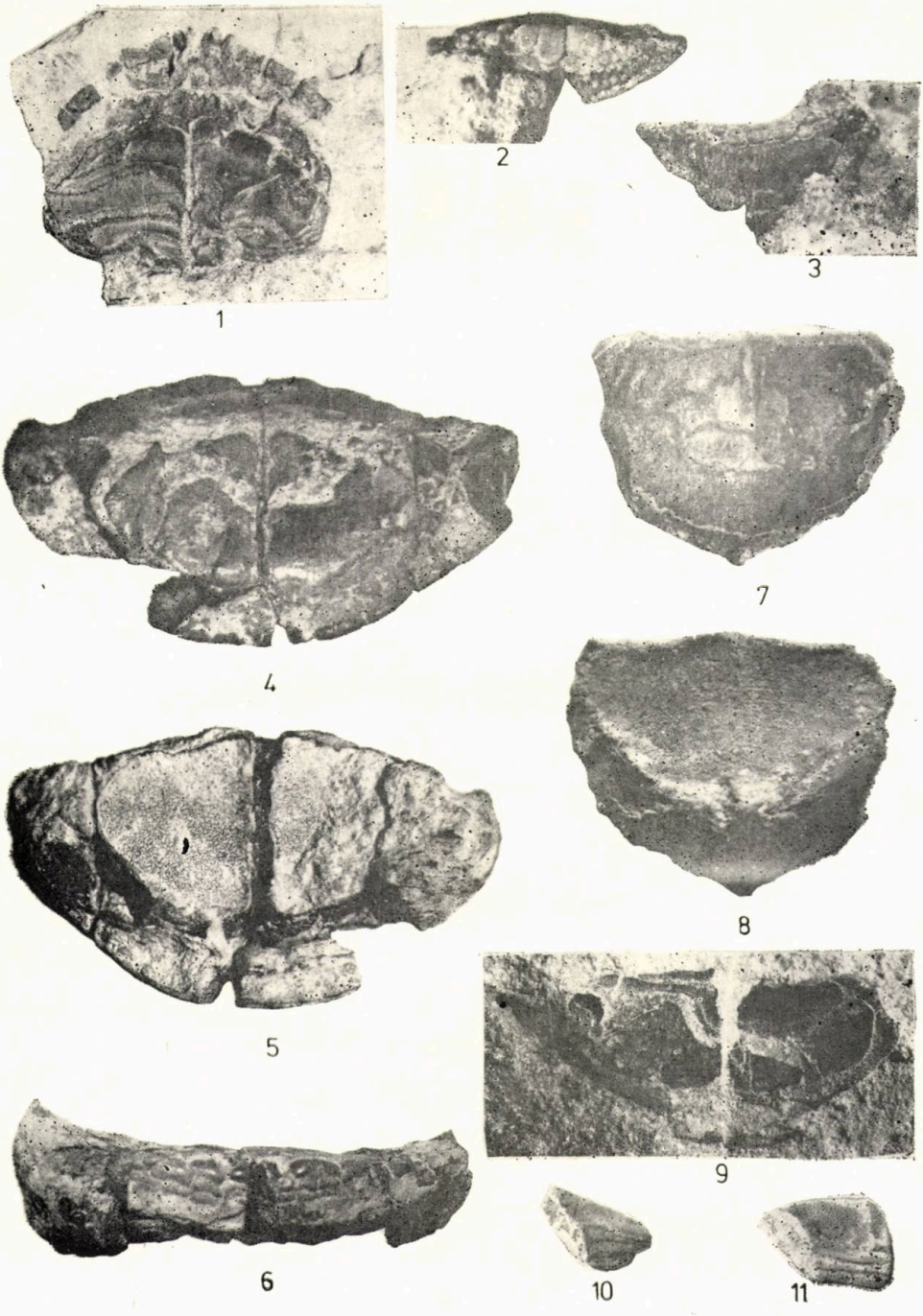


Fig. 1. — *Progymnodus* cf. *hilgendorfi* Dames, fața internă a plăcii masticatoare superioare prinsă în rocă (× 1,6).

Fig. 2, 3. — *Nummopalatus* cf. *multidens* Münster, 2= fața superioară (× 1,8), 3 = profilul transversal, văzut anterior (×1,65).

Fig. 4—11. — *Scaroides gatunensis* Toula, fig. 4—6 = exemplarul 1 ; fig. 7, 8 = exemplarul 2 ; fig. 9= exemplarul 3 ; 4 =fața superioară (× 1,4), 5 = fața inferioară (× 1,35), 6 = profil transversal, văzut posterior (× 1,4) ; 7 = fața superioară (× 1,5), 8 = fața inferioară (× 1,4) ; 9 = fața superioară a osului faringian inferior prins în rocă (× 1,5) ; 10, 11 = fragment de dinte faringian (× 1,6).

Pe baza analogiei morfologice și dimensionale am conferit fragmentul descris lui *Nummopalatus multidens* Münster.

Familia **SCARIDAE**

Genul **Scaroides** Toula 1908

Scaroides gatunensis Toula

Fig. 4—11

1908 *Scaroides gatunensis* Toula, în F. Toula, p. 687, fig. 3.
1966 *Scaroides gatunensis* Toula, în N. Șuraru, Maria Șuraru p. 72, fig. 12—14.

M a t e r i a l : trei oase faringiene inferioare, fragmentare, cu dinți faringieni (exemplarul 1, 2 și 3 cu nr. inv. 21 233 — 21 235) și două fragmente de dinți faringieni (exemplarul 4 și 5 cu nr. inv. 21 236).
O b s e r v a ț i i : exemplarul cel mai mare și aproape complet (exemplarul 1, fig. 4—6), reprezentînd un os faringian inferior (keratobranhial) cu dinți faringieni, are contur eliptic-alungit. Față de restul dinților faringieni cunoscuți de noi (vezi tabelul nr. 1), la exemplarul 1 s-au păstrat aproape complet și cele două apofize laterale osoase, care la scaridele actuale glisează, pe direcția antero-posterioară, într-o jghebuire a centurii scapulare situată în porțiunea superioară a cleitrumului. Întrucît apofizele laterale ale keratobranhialului se îngroașă marginal, profilul transversal al osului faringian inferior este arcuit (fig. 6). Pe fața superioară a osului faringian plăcile dentare smălțuite sînt tocite (fig. 4). Pe fața inferioară plăcile dentare nesmălțuite și vermiculate posedă o creastă mediană puternică pentru inserția mușchilor faringieni (fig. 5). În profilul osului, văzut posterior, se identifică cinci serii suprapuse de plăci dentare (fig. 6). Cu excepția dimensiunilor, caracteristicile exemplarului 1 consună cu descrierea dinților faringieni de la Cluj-Napoca : Valea Plești (N. Șuraru, Maria Șuraru, 1966).

Întocmai ca și la osul faringian de pe Valea Plești sau la cel descris și figurat de F. Toula (1908), la exemplarul 2 (fig. 7, 8) lipsesc apofizele laterale ale keratobranhialului. Față de oasele faringiene menționate, exemplarul 2 este mai mare, îndeosebi mai lung, iar pe marginea posterioară arcuită se poate observa, în secțiune transversală, suprapunerea plăcilor dentare. Restul caracteristicilor exemplarului 2 consună cu cele ale lui *Scaroides gatunensis* Toula.

La exemplarul 3 (fig. 9), prins în rocă, se poate identifica fața superioară, ușor concavă, a unui os faringian inferior cu dinți faringieni. Conturul feții superioare este incomplet, iar dinții faringieni sînt tociți. La acest exemplar s-a păstrat ceva și din apofiza laterală stîngă a keratobranhialului.

Exemplarele 4 și 5 (fig. 10, 11) reprezintă un fragment de 9 × 8 mm și de 11 × 10 mm de dinte faringian, format dintr-o suprapunere de trei sau de cinci plăci dentare smălțuite, cu suprafețe slab vermiculate.

Tabelul nr. 1

Dimensiunile resturilor unor oase faringiene inferioare cunoscute de noi

Proveniența	Canalul Panama	Cluj-Napoca		
	Gatun	V. Pleşca	„la stăvilar"	
Exemplar			1*	2 3
Lățimea	16	27	50	29 36
Lungimea	12	16	27	23 17
Grosimea maximă în porțiunea mediană	—	6	9	8 —

Dimensiunile sînt date în mm

* Exemplarul cel mai complet

În ansamblu, se poate sublinia valoarea faciesală şi paleoecologică a resturilor descrise. Astfel, litologia ocurenței şi biostratinomia resturilor pledează pentru un facies grosier de sublitoral marin, în care bătaia valurilor a distrus cadavrele peştilor, păstrîndu-se prin fosilizare doar părțile lor scheletice protejate de smalț. Sub aspect paleoecologic se poate concluzia asupra regimului alimentar coriaceu (format din moluşte cu cochilii groase, din coralieri, echinoderme, crustacee etc.) la care erau adaptați teleosteii descrişi.

În concluzie, prin descrierea plăcii masticatoare de *Progymnodus* şi a dinților faringieni aparținînd unor faringognați veritabili (SCARIDAE şi LABRIDAE) nu numai că se îmbogățeşte inventarul ocurenței clujene cunoscute mai de mult timp, ci se completează şi tabloul tanatocenozei calcarelor grosiere superioare din împrejurimile oraşului Cluj-Napoca.

ÜBERRESTE EINIGER TELEOSTEERN ZÄHNE IM EOZÄN VON CLUJ-NAPOCA

(ZUSAMMENFASSUNG)

Einer kurzen historischen Darstellung der Überreste und Fundorte von Teleosteern Zähnen aus dem Eozän Transsylvaniens folgt die Erstangabe über eine Aufsammlung von eozänen Teleosteern Zähnen im wohlbekannten Aufschluss der Stadt Cluj-Napoca: „an der Wehre". Die Überreste der Zähne wurden in den kalkigen Bänken des oberen Grobkalkes gesammelt.

Auf Grund ihrer Morphologie und Grösse wurden diese Zähne folgenden Arten zugewiesen: *Progymnodus* cf. *hilgendorfi* Dames, *Nummopalatus* cf. *multidens* Münster und *Scaroides gatunensis* Toula.

Zum Abschluss wird über den faziellen und palökologischen Wert der Überreste eingegangen und betont, dass sie das thanatocoenotische Bild des oberen Grobkalkes aus der Umgebung der Stadt Cluj-Napoca nicht nur bestätigen sondern auch vervollständigen.

BIBLIOGRAFIE

Brzobohatý R., Schultz O., (1971), *Die Fischfauna der Eggenburger Schichtengruppe*, in *Chronostratigraphie und Neostratotypen, Miozän der zentralen Paratethys*, Bd. II, Bratislava.

Cărăușu S., (1952), *Tratat de Ichtiologie*, București.

Dames W., (1883), *Über eine tertiäre Wirbeltierfauna von der westlichen Insel des Birket-el-Qurun in Fajum (Aegypten)*, Sitzungsb.d.k. preuss. Akad.d.Wiss., Berlin.

Grassé P., (1958), *Traité de Zoologie*, **XIII**, *Agnathes et Poissons*, fasc. I, II, III, Paris.

Koch A., (1904), *Kleine paläontologische Mitteilungen*, Földt. Közl., **34**, Budapest.

Șuraru N., Șuraru Maria, (1966), *Asupra unor resturi de pești eocenici din bazinul Transilvaniei*, Studia Univ. „Babeș-Bolyai", Seria geol.-geogr., fasc. 1.

Toula F., (1908), *Eine jungtertiäre Fauna v. Gatun am Panama Kanal*, Jahrb. d.k.k.geol. Reichsanst., Bd. LVIII, Wien.

Zittel K., (1923), *Grundzüge der Paläontologie*, II. Abth. *Vertebrata*, München und Berlin.

Primit în redacție
în luna mai 1978

Universitatea „Babeș-Bolyai" Cluj Napoca
Facultatea de biologie, geografie și geologie

PROIECTAREA ŞI PRELUCRAREA STATISTICĂ AUTOMATĂ A DATELOR MICROTECTONICE LA CALCULATORUL ELECTRONIC *

DE

ANDREI GURĂU, DIETER HANNICH

Cercetările microtectonice au căpătat o largă dezvoltare în cadrul Întreprinderii geologice de prospecţiuni pentru substanţe minerale solide, în prospectarea diferitelor substanţe minerale. Măsurătorile elementelor structurale (foliaţii, fisuri, lineaţii) s-au extins în special în ultimii 10 ani. Eficienţa acestei metode constă în faptul că ajută la găsirea unor căi judicioase de interpretare a caracteristicilor structurale ale rocilor şi fazelor de deformare plicativă şi disjunctivă. Geometrizarea structurilor în formaţiunile cutate, sedimentare şi metamorfice, aproape că nu este posibilă fără aplicarea metodei microtectonice.

Din aceste motive, se poate spune, că cercetările microtectonice cu toate greutăţile de aplicare menţionate, le-au abordat acei geologi, dornici de o documentare cît mai completă şi o fundamentare cît mai ştiinţifică a fenomenelor geologice.

Pentru proiectarea datelor microtectonice se foloseşte de obicei, reţeaua cu suprafeţe egale, W a l t e r S c h m i d t. Proiectarea datelor cu ajutorul reţelei W a l t e r S c h m i d t se face pe o foiţă de calc suprapusă pe reţea. Datele microtectonice se înregistrează prin două valori, care reprezintă azimutul înclinării şi valoarea înclinării elementului structural respectiv. De exemplu, poziţia unei foliaţii cu azimutul înclinării 220° şi înclinarea de 30°, (220°/30°) se materializează, în emisfera inferioară a reţelei, sub forma unui punct. Acest punct reprezintă, în fapt, proiecţia unei linii normale la planul foliaţiei respective. Poziţia planului foliaţiei se află la 90° faţă de proiecţia normalei la plan.

Pentru înregistrarea datelor microtectonice în tectonograme (denumirea diagramelor cu elemente microtectonice), se folosesc diferite procedee manuale. Unul din aceste procedee constă în rotirea foiţei de calc suprapusă pe reţea, pînă cînd poziţia N de pe calc se suprapune peste valoarea azimutului înclinării elementului structural respectiv de pe reţea, de exemplu 220°. Proiectarea pe foiţa de calc a foliaţiei cu poziţia 220°/ /30° se face printr-un punct, care se pune cu vîrful creionului, pe locul în care, numărînd de la centrul reţelei spre poziţia S a reţelei, se citeşte valoarea de 30°.

Pentru proiectarea unui element structural liniar, de exemplu 160°/ /16°, procedeul este acelaşi, cu deosebirea că punctul se pune, citind valoarea înclinării lineaţiei respective (16°), începînd de la poziţia O (N) a reţelei, spre centrul acesteia.

Un alt procedeu de proiectare manuală a datelor pe calc se practică cu ajutorul unui şablon, prevăzut cu un şanţ prin care se introduce vîrful

* Comunicare prezentată în sesiunea ştiinţifică a IGPSMS, 26–27 mai 1978.

ST. CERC. GEOL., GEOFIZ., GEOGR., GEOLOGIE, T. 25, P. 183–191, BUCUREŞTI, 1980

creionului. Şablonul se fixează cu centrul pe foiţa de calc suprapusă pe reţea. Prin acest procedeu se roteşte numai şablonul, foiţa de calc şi reţeaua rămîn fixe.

În urma proiectării unui număr mare de date se obţine o tectonogramă cu puncte. În continuare, pentru obţinerea tectonogramei cu izolinii de egală frecvenţă a măsurătorilor pe unitatea de suprafaţă, se folosesc diferite şabloane (în formă de reţele sau cercuri). Calculul se efectuează prin citirea numărului de puncte aferent unei unităţi de suprafaţă de pe reţea, care se înscrie apoi cu creionul în centrul spaţiului indicat de şablon. Prin unirea cifrelor de egală frecvenţă se obţine tectonograma cu izolinii.

Deoarece proiectarea manuală şi prelucrarea statistică a datelor microtectonice cu ajutorul şabloanelor necesită un mare consum de timp, autorii au rezolvat această problemă prin elaborarea a două programe, unul pentru proiectarea şi altul pentru prelucrarea statistică automată a acestor date, la calculatorul electronic WANG — 2200C din dotarea întreprinderii. Programele sînt scrise în limbaj BASIC, care este limbajul de programare al acestui calculator.

Într-o primă fază, s-a realizat programul pentru proiectarea automată a elementelor structurale microtectonice, în vederea obţinerii tectonogramelor cu puncte. Programul permite obţinerea automată a acestor tectonograme — în tuş pe calc — datorită existenţei în configuraţia sistemului de calcul a unui plotter digital, specializat pentru reprezentări grafice. Programul respectă în proiectarea punctelor dimensiunile reţelei cu suprafeţe egale Walter Schmidt. Datele de intrare necesare rulării programului trebuie introduse în următoarea ordine:

— o constantă care precizează dacă elementele structurale sînt exprimate în grade sexagesimale sau centesimale (*1* — pentru grade sexagesimale, 2 — pentru grade centesimale);

— o constantă care precizează dacă elementele structurale sînt plane sau lineare (*1* — pentru elemente lineare, 2 — pentru elemente plane);

— setul de date corespunzător unei tectonograme, sub formă de perechi de valori reprezentînd azimutul şi înclinarea aferente diferitelor puncte, de ex. 220/30;

— o pereche de valori 999/999, care marchează încheierea setului respectiv de date. Acest lucru este necesar, întrucît în program nu se cere să se precizeze numărul de puncte cuprins în tectonogramă, ci acestea sînt numărate automat printr-un contor în program, care opreşte numărarea la întîlnirea acestei perechi de valori.

În desfăşurarea programului de proiectare automată a elementelor structurale se deosebesc următoarele etape:

— introducerea datelor de intrare în memoria calculatorului prin intermediul cititorului de bandă perforată sau a cititorului de cartele perforate;

— trasarea automată la plotter a unui cerc cu diametrul de 10 cm, fixarea automată a centrului cercului şi a poziţiei nordului;

— proiectarea automată a elementelor structurale la plotter prin puncte. Peniţa plotterului se deplasează automat de la un punct la altul pînă la epuizarea numărului de puncte corespunzător tectonogramei respective (fig. 1). După terminarea operaţiei de proiectare, peniţa plot-

terului se deplasează automat la baza tectonogramei, unde scrie numărul de puncte cuprins în tectonogramă.

În figura 1 se prezintă o tectonogramă cu puncte realizată la calculator, pentru lineații b_1 din șisturile cristaline epimetamorfice ale seriei de Padeș-Muncelu Mic, zona Muncelu—Valea Bătrîna, iar în figura 2, o tectonogramă pentru elemente plane — clivaje S_3, din aceeași zonă.

Prin realizarea acestui program de proiectare automată a datelor microtectonice, s-a ajuns la o scurtare considerabilă a timpului de elaborare a tectonogramelor cu puncte, în condițiile unei precizii foarte ridicate. Însă aceste tectonograme cu puncte trebuiau supuse ulterior unei prelucrări statistice, pentru a obține în final tectonogramele cu izolinii de egală frecvență a măsurătorilor, care se utilizează de fapt în interpretarea datelor microtectonice. În acest scop, s-a elaborat în faza a doua un al doilea program care permite realizarea directă, automată, a tectonogramelor cu izolinii de egală frecvență a măsurătorilor.

Programul de prelucrare statistică a datelor microtectonice cuprinde două subprograme mari și anume :

— subprogramul de numărare a punctelor aferente unei unități de suprafață din rețeaua de cercuri suprapusă peste tectonogramă ;

— subprogramul de interpolare și trasare automată la plotter a izoliniilor de egală frecvență a măsurătorilor.

Primul subprogram se bazează pe numărarea punctelor prin suprapunerea peste tectonogramă a unei rețele de cercuri, ale căror centre formează o rețea pătratică de 22 $\times$ 22 puncte, care cuprinde în centru tectonograma. Numărarea punctelor care cad în interiorul unui cerc-unitate se realizează prin compararea lungimii distanței dintre fiecare punct de măsură și centrul cercului-unitate, cu raza cercului-unitate (0,5 cm). Dacă distanța aceasta este mai mică decît raza cercului-unitate, punctul respectiv este numărat pentru centrul cercului-unitate respectiv. În final, tuturor centrelor cercurilor-unitate li se atribuie un număr, care reprezintă numărul punctelor aferente cercului respectiv. Se obține astfel o matrice pătratică cu valori reprezentînd frecvența măsurătorilor.

Prin cel de-al doilea subprogram se realizează interpolarea lineară a valorilor cuprinse în matricea pătratică creată de primul subprogram și se trasează automat izoliniile la plotter. Izoliniile se trasează prin segmente de linie dreaptă. În cadrul acestui subprogram se calculează coordonatele X, Y ale capetelor acestor segmente de linie dreaptă, pe baza cărora sînt apoi trasate automat izoliniile la plotter. Se obține astfel în final tectonograma cu izolinii de egală frecvență a măsurătorilor microtectonice.

În figura 3 se prezintă tectonograma cu izolinii a lineațiilor b_1, realizată la calculator, proiectate în tectonograma cu puncte din figura 1, iar în figura 4, o tectonogramă a planelor (clivajelor) S_3, proiectate în tectonograma din figura 2. A se compara această tectonogramă cu aceea din figura 5, obținută prin prelucrarea manuală.

În cadrul acestui program de prelucrare statistică a datelor microtectonice, durata de elaborare a unei tectonograme cu izolinii este dependentă direct de numărul de elemente microtectonice ce urmează să fie calculat în tectonograma respectivă. Trebuie menționat că prin aplicarea acestui program nu este obligatorie etapa de obținere a tectonogramelor

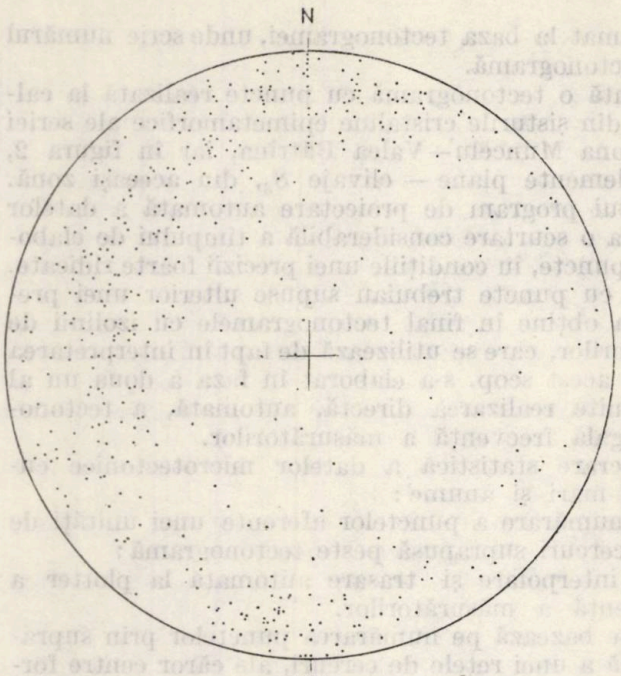


Fig. 1. — Tectonogramă cu puncte, reprezentînd proiecţia a 500 lineaţii b_1 în emisfera inferioară, realizată la calculatorul electronic WANG — 2200C.

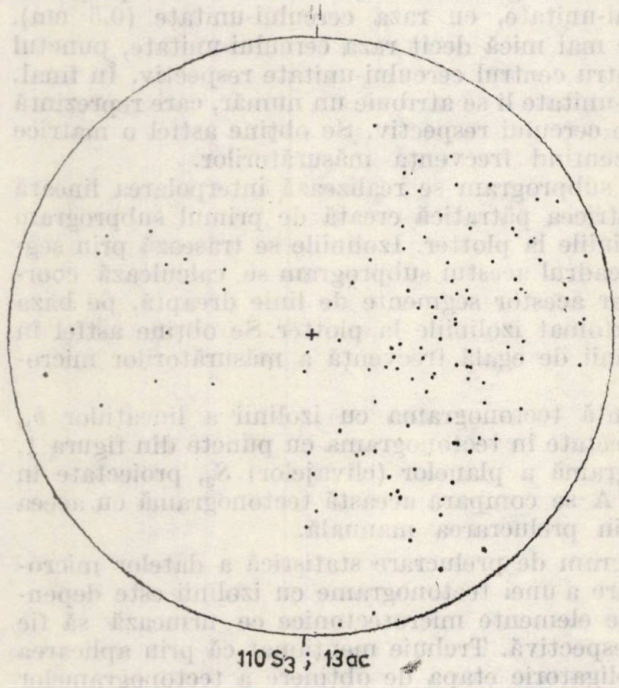


Fig. 2. — Tectonograma cu puncte reprezentînd 123 foliaţii S_3 proiectate în emisfera inferioară, la calculatorul electronic WANG — 2200C.

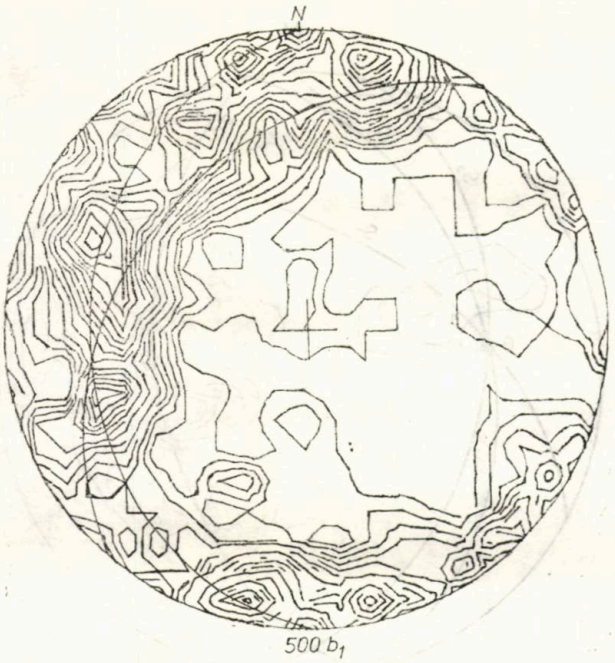


Fig. 3. — Tectonograma cu izolinii obținută la calculatorul electronic WANG — 2200C, reprezentînd prelucrarea statistică automată a 500 lineații b_1m proiectate în tectonograma cu puncte din fig. 1. Conture: 0,2; 0,4; 0,6; 0,8; 2,0; 2,2; 2,4; 2,6; 2,8; 3,0; 3,2; 3,4; 3,6; 3,8 %.

C: 0,2; 0,4; 0,6; 0,8; 2,0; 2,2; 2,4; 2,6; 2,8; 3,0; 3,2; 3,2; 3,4; 3,6; 3,8 % <

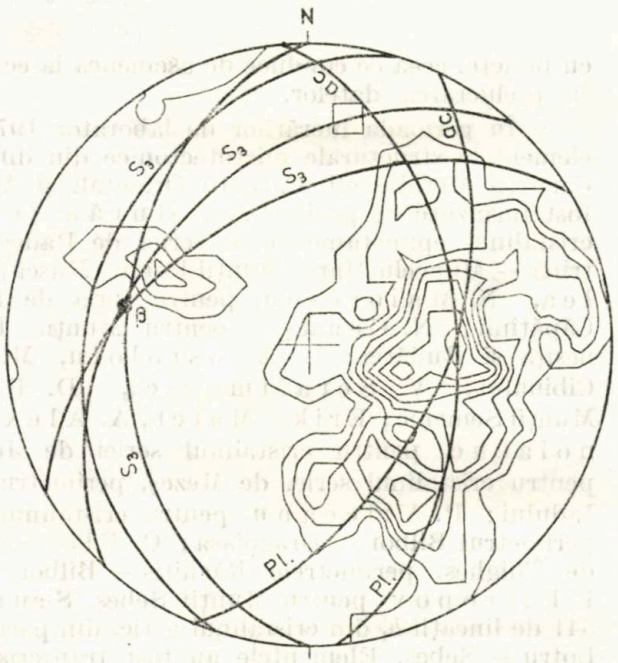


Fig. 4. — Tectonograma cu izolinii a foliațiilor S_3, obținută la calculatorul electronic. A se compara cu aceeași tectonogramă (fig. 5), obținută manual cu ajutorul șablonului cu cercuri.

110 S_3 ; 13 ac

C: 0,81; 1,62; 2,43; 3,25; 4,06; 4,87; 5,69 % <

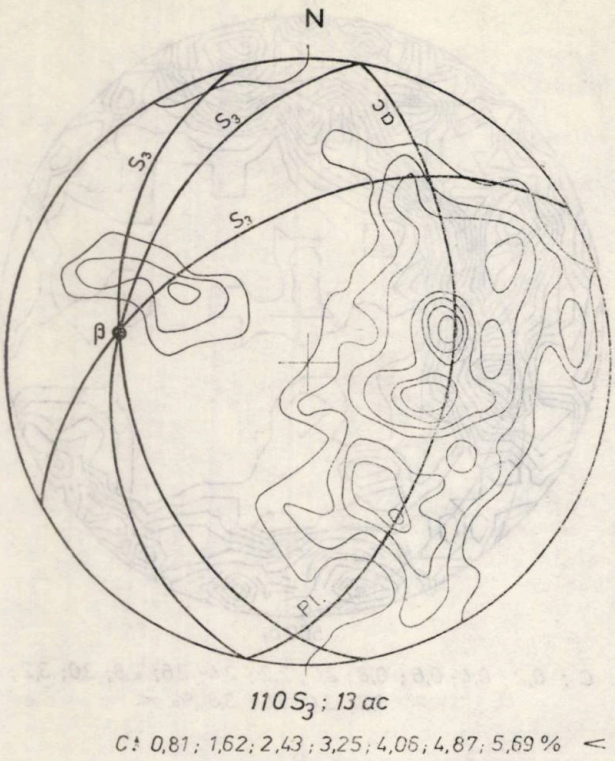


Fig. 5. — Tectonograma cu izolinii a 110 foliații S_3 și a 13 fisuri ac (emisfera inferioară), obținută prin prelucrarea statistică manuală cu ajutorul șabloanelor. Conture : 0,81 ; 1,62 ; 2,43 ; 3,25 ; 4,06 ; 4,87 ; 5,69 %.

cu puncte, ceea ce conduce de asemenea la economie de timp și exactitate în prelucrarea datelor.

În perioada lucrărilor de laborator 1977—1978, au fost proiectate elementele structurale microtectonice din diferite serii cristalofiliene din Carpații Meridionali, Carpații Orientali și Apusenii de nord. Datele au fost furnizate de geologii : A. Gurău și J. Chivulescu pentru cristalinul epimetamorfic al seriei de Padeș — Muncelu Mic, zona Bătrîna — Muncelu Mare (Munții Poiana Ruscă) ; V. Nedelcu, N. Hîrlea, N. Maiorescu pentru seria de Lotru — Sebeș din Munții Căpățînii ; N. Ceaușu pentru Munții Lotrului ; perimetrele Voinești și Rudăria ; A. Apostoloiu, M. Răducă pentru Munții Cibinului ; V. Serafimovici, D. Pomîrjanschi pentru Munții Semenic ; Erika Match, A. Alexandru, Sidonia Manolache pentru cristalinul seriei de Jelova ; Șerban Anton pentru cristalinul seriei de Mezeș, perimetrul valea Drăganului — valea Iadului ; P. Vîlceanu pentru cristalinul seriei de Rebra — Barnar, perimetrul Bilbor — Drăgoiasa ; C. Florescu pentru cristalinul seriei de Tulgheș, perimetrele Răchitiș — Bilbor și Hărlăgia — Bistricioara ; I. Pitropov pentru Munții Sebeș. S-au mai prelucrat un număr de 341 de lineații b_1 din cristalinul getic, din partea de nord-vest a Masivului Lotru — Sebeș. Elementele au fost transcrise de pe o hartă, scara 1 : 25 000, nepublicată, a lui Hîrtopanu și Șeclăman.

Proiectarea elementelor lineare — lineații b_1 și axe de cute B_1 a verificat o constatare anterioară (A. Gurău și colab., 1976—1977)[1], cu privire la migrarea lineațiilor b_1 din cristalinul Carpaților Meridionali, într-un sistem de plane cvasiorizontale, determinat de dispunerea proiecțiilor pe un arc de cerc orizontal sau cvasiorizontal. Acestor tectonograme a lineațiilor b_1 le corespund tectonograme ale foliațiilor de transpoziție ai căror poli se proiectează în centrul tectonogramelor și coincid cu polii clivajelor de forfecare S_3.

Semnalarea acestor caracteristici ale distribuției elementelor lineare și ale foliațiilor, generate de metamorfismul dinamic regional în cristalinul getic, a făcut posibilă găsirea unei noi semnificații geodinamice a elementelor structurale microtectonice, explicate prin prisma ipotezei tectonicii globale (A. Gurău, 1977)[2].

CONCLUZII

Autorii au încercat și rezolvat proiectarea — într-o primă fază — și într-o a doua fază — prelucrarea statistică automată a datelor microtectonice, folosind un calculator electronic de tipul WANG-2200C. În acest sens, s-au elaborat două programe mari, scrise în limbaj BASIC, unul pentru proiectarea datelor și altul pentru prelucrarea lor statistică.

Datele de intrare necesare rulării programelor trebuie introduse într-o anumită ordine și anume: o constantă care precizează dacă elementele structurale sînt exprimate în grade sexagesimale sau centesimale, o altă constantă care precizează dacă elementele structurale de prelucrat sînt lineare sau plane, apoi urmează setul de date corespunzătoare unei tectonograme sub formă de perechi de valori, reprezentînd azimutul și înclinarea aferente diferitelor puncte de măsură, de ex. 220/30. La sfîrșitul fiecărui set de date se adaugă o pereche de valori 999/999, pentru a indica calculatorului încheierea setului respectiv de date. Acest lucru este necesar întrucît nu se cere să se precizeze numărul de puncte cuprins în tectonogramă, ci acestea sînt numărate automat printr-un contor în program, care oprește numărarea la întîlnirea acestei perechi de valori.

În cadrul desfășurării programului de proiectare automată a elementelor structurale, după introducerea datelor de intrare în memoria calculatorului, plotterul trasează automat un cerc cu diametrul de 10 cm, fixează centrul cercului și poziția nordului, iar apoi execută reprezentarea prin puncte a elementelor structurale. La sfîrșit înscrie automat la baza tectonogramei un număr, care reprezintă numărul de puncte cuprinse în tectonogramă.

Programul de prelucrare statistică a datelor microtectonice cuprinde două subprograme, primul de numărare a punctelor aferente unei

---

[1] Gurău, A., Barus, T., Chivulescu, J. (1977), Raport geologic, arhiva IGPSMS, București.

[2] Gurău A. (1977), *Semnificația geodinamică a elementelor structurale microtectonice din cristalinul Carpaților Meridionali, în conceptul tectonicii globale.* Comunicare prezentată la sesiunea științifică a cadrelor didactice a Facultății de geologie și geografie, Univ. București, iunie 1977.

unităţi de suprafaţă din reţeaua de cercuri suprapusă peste tectonogramă şi al doilea subprogram, de interpolare şi trasare automată la plotter a izoliniilor de egală frecvenţă a măsurătorilor. Prin aplicarea acestui program se realizează deci, direct, tectonogramele cu izolinii, realizarea tectonogramelor cu puncte nefiind obligatorie.

Prin realizarea acestor programe s-a ajuns la o scurtare considerabilă a timpului de elaborare a tectonogramelor în condiţiile unei precizii foarte ridicate. Ambele programe au fost testate şi aplicate pentru elaborarea tectonogramelor cu puncte şi cu izolinii, folosind elemente structurale microtectonice provenite din cristalinul Carpaţilor Meridionali şi Orientali, precum şi din formaţiuni magmatice.

STATISTISCHE AUTOMATE PROJEKTIERUNG UND VERARBEITUNG DER MIKROTEKTONISCHEN DATEN MIT DEM ELEKTRONISCHEN RECHNER

ZUSAMMENFASSUNG

Die Verfasser dieses Artikels haben in der ersten Phase das Problem der automatischen Projetkion und in der zweiten Phase das Problem der automatischen statistischen Verarbeitung der mikrotektonischen Daten gelöst, indem sie einen elektronischen Rechner des Typs WANG-2200C verwendeten. Zu diesem Zweck wurden zwei grosse Programme ausgelegt, die in der BASIC-Sprache geschrieben sind, eines für die Projektion, das andere für die statistische Verarbeitung der Daten.

Die Eingangsdaten die für das Rollen den Programme nötig sind, müssen in einen gewissen Reihenfolge eingeführt werden und zwar: eine Konstante die anzeigen muss ob die Daten in sexagesimalen oder centesimalen Graden ausgedrückt sind; eine weitere Konstante die anzeigen muss ob die Daten eben oder linear sind; dann folgt der Datensatz der einem Tektonogramm angehört und zwar als Wertpaare die dem Azimut und der Neigung eines Punktes entsprechen, z.B. 220/30. Am Ende des Datensatzes muss ein Wertpaar folgen und zwar 999/999, welches das Ende des Datensatzes markiert. Dieses ist nötig weil das Programm nicht verlangt dass man die Zahl der Punkte angibt die dem Tektonogramm angehören, sondern diese werden automatisch durch einen Kontor im Programm gezählt und eben diese Zählung wird eingestellt wenn dieses Wertpaar auftritt.

Im Laufe der Durchführung des Projektionsprogrammes sind mehrere Etappen zu unterscheiden und zwar: nach der Eingabe der Eingangsdaten in den Speicher des Rechners mit Hilfe des Lochstreifenlesers oder des Lochkartenlesers, zeichnet der Plotter automatisch einen Kreis mit einem Durchmesser von 10 cm, markiert den Mittelpunkt des Kreises und die Lage des Nordens und dann folgt die Projektion der einzelnen mikrotektonischen Daten durch Punkte. Zu letzt bewegt sich die Plotterfeder automatisch zur Unterseite des Tektonogramms und schreibt dort die Zahl welche angibt wieviel Punkte des Tektonogramm enthält.

Das Programm für die statistische Verarbeitung der mikrotektonischen Daten besteht aus zwei Unterprogrammen von denen das erste die Zählung der Punkte durchführt die einer Einheitsfläche aus dem Kreisnetz, welches über das Tektonogramm gelegt wurde, angehören und das zweite führt, mit Hilfe des Plotters die automatische Interpolierung und Trassierung der Isolinien gleicher Frequenz der Messwerte durch. Dieses Programm ermöglicht es also direkt Tektonogramme mit Isolinien anzufertigen. Es ist nicht verpflichtend auch die Tektonogramme mit Punkten anzufertigen, diese können zusätzlich eventuell vom Geologen verlangt werden, wenn dieser verschiedene Deutungen in der Zeit der Anfertigung des Tätigkeitsberichtes machen will.

Durch die Anfertigung dieser Programme ist man zu einer bedeutenden Zeiteinsparung in der Ausführung der Tektonogramme gelangt, unter hohen Genauigkeitsbedingungen.

Beide Programme wurden im Falle von mikrotektonischen Elementen die aus der Zone der kristallinen Gesteine aus den Süd-und Ostkarpaten, sowie aus Zonen magmatischer Formationen stammen, getestet und angewendet.

Primit în redacție
în luna mai 1978

Întreprinderea geologică de prospecțiuni pentru substanțe minerale solide, București

NOTĂ CĂTRE AUTORI

Autorii sînt rugați să înainteze articolele, notele și recenziile dactilografiate la două rînduri. Tabelele vor fi dactilografiate pe pagini separate, iar diagramele, schițele și hărțile vor fi executate în tuș, pe hîrtie de calc, potrivit STAS-urilor în vigoare. Tabelele și ilustrațiile vor fi numerotate cu cifre arabe. Se va evita reprezentarea acelorași date în text și grafice. Explicația figurilor va fi dactilografiată pe pagină separată. Citarea bibliografiei în text se va face prin indicarea numelui autorului și a anului apariției lucrării (de exemplu, G. M u r g o c i, 1921). Lista bibliografică se va da în ordine alfabetică, iar lucrările aceluiași autor în ordine cronologică. Titlurile revistelor citate în bibliografie vor fi prescurtate conform uzanțelor internaționale. Responsabilitatea asupra conținutului articolelor revine în exclusivitate autorilor.

★

Corespondența privind manuscrisele, schimbul de publicații etc. se vor trimite pe adresa Colegiului de redacție.

1981 FEB 24

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII SOCIALISTE ROMÂNIA

MIHAI CIOBANU, **Fauna fosilă din oligocenul de la Piatra Neamț**, 1977, 159 p., 77 fig., 48 pl., 22 lei.

* * * Sub red. S. Ștefănescu, G. Murgeanu, V. Mihăilescu, **Istoria științelor în România, Geologia, Geofizica, Geodezia, Geografia**, 1977, 324 p., 15 lei.

FLORIAN MARINESCU, **Stratigrafia neogenului din vestul Bazinului Dacic**, 1978, 156 p., 34 fig., 6 pl., 17 lei.

DUMITRU PARASCHIV, **Platforma Moesică și zăcămintele ei de hidrocarburi** 1979, 55 fig., 15 lei.

MILTIADE FILIPESCU, ION HUMĂ, **Geochimia gazelor naturale**, 1979, 176 p., 44 fig., 6 pl., 21 lei.

G. PĂRVU, C. VINOGRADOV, I. PREDA, S. PAULIUC, **Petrologia aplicată a rocilor carbonatice sedimentare**, 1979, 208 p., 36 fig., 8 pl., 11 lei.

St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geologie, t. 25, p. 1—192, București, 1980

I. P. „Informația" c. 2475

43 824

Lei 40.